Jb. nass. Ver. Naturkde. **134** S. 5-80 18 Abb. 2 Tab. Wiesbaden 2013

Die Wiesbadener heißen Quellen – wo sind sie geblieben, woher kommen Salz und Wärme?

BENEDIKT TOUSSAINT

Wiesbaden, Taunus, Oberrheingraben, Geologie, Thermalquellen, Mineralisation, Genese

K u r z f a s s u n g : Auf engem Raum treten heute in der Wiesbadener Innenstadt in der Nähe der SW-NE-streichenden Taunussüdrand-Verwerfung 27 stark salzhaltige Quellen zu Tage, von denen 26 Thermen sind und wegen ihrer Temperaturen von bis zu knapp 70° C bereits von den Römern genutzt wurden. Obwohl von diesen Quellen heute nicht mehr viel zu sehen ist, liegt seit rd. 150 Jahren eine umfangreiche Fachliteratur vor, in der Wissenschaftler verschiedener Fachrichtungen sehr unterschiedliche Vorstellungen von der Genese dieser salinaren Heißwasseraufstiege entwickelt haben. Unter Berücksichtigung der komplizierten geologischen Verhältnisse des Vordertaunus und des nördlichen Oberrheingrabens stellt der Verfasser die bisherigen Erkenntnisse zusammen. Dabei erfahren die tektonischen und hydrogeologischen Verhältnisse sowie geochemische Daten besondere Aufmerksamkeit. In der älteren Literatur wurde lange Zeit überwiegend angenommen, dass die entlang des Taunussüdrandes entspringenden Mineralquellen ihren Salzgehalt Solen verdanken, die ihren Ausgang von gelösten Evaporiten nehmen. In der neueren Literatur herrscht aufgrund von mittlerweile weltweit bei Tiefbohrungen gemachten Erfahrungen die Auffassung vor, dass die thermalen Salzwässer in der kristallinen kontinentalen Kruste generiert werden. Dieser Ansatz wird zumindest anteilig auch auf die Mineral- und Thermalquellen am S-Rand des Taunus übertragen. In diesem Beitrag werden die unterschiedlichen Meinungen gegenübergestellt und diskutiert, was zur Folge hat, dass der Focus der Betrachtungen nicht nur auf der näheren Umgebung Wiesbadens liegt.

Inhaltsverzeichnis

1 Zielsetzung

Das Problem Wiesbadens war spätestens seit Anfang des 19. Jh., dass im engeren Stadtbereich keine für eine ausreichende Trinkwasserversorgung nutzbaren Grundwasservorkommen zur Verfügung standen und stehen und daher dieser lebenswichtige Rohstoff teilweise über große Entfernungen herantransportiert werden muss. Wiesbaden profitiert aber seit den Zeiten der Römer von anderen Wasservorkommen, nämlich von zahlreichen Mineral- und Thermalquellen. Die erste schriftliche Bestätigung dafür lieferte Plinius Secundus d. Ä. in seiner 77 n. Chr. erschienenen 37-bändigen „Naturalis historia“, Buch 31 „Medicinae ex aquatibus“. Als Präfekt einer Reiterstaffel nahm er von dem 13 v. Chr. gegründeten großen Heereslager Mogontiacum, dem heutigen Mainz, aus die Wiesbadener Quellen offensichtlich persönlich in Augenschein (CZYSZ 1995, 2000). Der vor allem in der 2. Hälfte des 19. Jh. und in den beiden ersten Jahrzehnten des 20. Jh. darauf basierende florierende Kurbetrieb brachte Wiesbaden ca. 1852 den Titel „Weltkurstadt“ ein. Seine Thermalquellen zählen mit fast 70° C zusammen mit denjenigen in Aachen und in Baden-Baden zu den wärmsten in Deutschland, ihr Gesamtlösungsinhalt ist noch bedeutender. Der glanzvolle Kurbetrieb mit und für illustre(n) Gäste(n), die von sog. Quellenmädchen bedient wurden, ist Vergangenheit, die ohnehin mehrheitlich unter dem Pflaster versteckten bzw. nicht mehr vorhandenen Quellen sind vielfach aus dem Gedächtnis verschwunden. Diese viele heutige Wiesbadener bekümmernde Situation kommt in der Frage „Wohin gingen sie?“ des Titels zum Ausdruck und ist Anlass, wenigstens die jüngere Historie in diesem Beitrag nachzuzeichnen. Da Wiesbaden zusammen mit zehn anderen europäischen Kurstädten des 19. Jh. von Rang neuerdings einen weiteren großen Titel anstrebt, nämlich sich von der UNESCO als „Europäische Metropole der Gesellschaftskur im 19. Jahrhundert“ den Status als Weltkulturerbe bestätigen und somit quasi adeln zu lassen, besteht die Aussicht, dass zumindest ein Teil der verschollenen Quellen im Stadtbild wieder in Erscheinung tritt.

Über die warmen Quellen in Wiesbaden liegt seit rd. 150 Jahren eine umfangreiche Literatur vor, mehrheitlich mit Focus auf die chemische Wasserbeschaffenheit. In den letzten Jahrzehnten wurde auch versucht, Antworten darauf zu finden, welches die Ursachen für den Thermalwasseraufstieg sein könnten, wo das Liefergebiet für die vergleichsweise hohen Kochsalzgehalte (die jedoch im Vergleich zu Kronthal/Kronberg i. Ts., Bad Homburg v. d. H. oder Bad Nauheim weiter im Nordosten aber wesentlich geringer sind) liegen könnte und was die Gründe für die hohen Wassertemperaturen sind, die Wiesbaden gegenüber anderen Heil- bzw. Kurbädern nicht nur in Hessen herausheben. Da im Wesentlichen nur Teilaspekte berücksichtigt oder auf die sich ergänzende Zusammenarbeit unterschiedlicher wissenschaftlicher Fachbereiche verzichtet wurde, ist der Sachstand bis heute nicht befriedigend. Daher stellt der Verfasser im Titel seines Beitrages im Hinblick auf die Genese der Quellen auch die Frage „Woher kommen Salz und Wärme?“.

Die Zielsetzung ist, über den derzeitigen Kenntnisstand zu informieren und die in der Fachliteratur dokumentierten verschiedenen Auffassungen zur Genese der Wiesbadener Mineral- und Thermalwässer dem Leser zur Kenntnis bringen. Die spezifischen tektonischen und hydrogeologischen Verhältnisse und sonstige im Hinblick auf die Aufgabenstellung wesentlichen Aspekte werden hier ausführlicher angesprochen als bisher im Zusammenhang mit den Wiesbadener Mineral- und Thermalquellen üblich gewesen. Dazu musste nicht nur der räumliche Rahmen weiter gesteckt, sondern auch eine umfängliche Literatur ausgewertet werden. Der Verfasser versucht, ältere und neue Vorstellungen über die Herkunft der Wärme und der

hohen Salzgehalte in den Wiesbadener Quellen zu synthetisieren und zielführende Schlüsse zu ziehen, die weniger Fragen als bisher offen lassen. Eine Schlussfolgerung ist aber auch, dass die Datenlage nach wie vor nicht befriedigend ist und daher noch reichlich Untersuchungsbedarf besteht.

2 Allgemeines zu den Wiesbadener Mineral- und Thermalquellen

Bis ins 19 Jh. soll es an die 40 warme Quellen gegeben haben (KIRNBAUER 1997). Von den früher zahlreichen Quellen existieren viele überhaupt nicht mehr, die meisten der heute namentlich bekannten 27 Mineralquellen (CZYSZ 1995, 1998, 2000; STENGEL-RUTKOWSKI 2009, 2012; Umweltamt Wiesbaden 2011), von denen 26 auch Thermalquellen sind, sind nicht mehr zugänglich, keine der früher offen zu Tage getretenen Quellen ist in ihrem ursprünglichen Zustand erhalten. Abbildung 1 informiert über ihre Lage in der Wiesbadener Innenstadt.

Im Mittelalter und bis ins zu Ende gehenden 19. und z.T. noch im beginnenden 20. Jh. wurden die heißen Quellen zunächst in einfachen Badherbergen und später in immer luxuriöser gewordenen Hotels von Einheimischen und Gästen zum Baden genutzt. Die medizinisch oder balneologisch indizierte Bade- und Trinkkur wurde erst im 19. Jh. verordnet. Heute haben nur noch drei Hotels (Nassauer Hof, Schwarzer Bock, Zum Bären) eigene Quellen. Abbildung 2 zeigt die Fassung der Quelle Zum Bären (lfd. Nr. 14 in Abb. 1), der einzigen in Wiesbaden noch existierenden flach gefassten und genutzten sog. Tümpelquelle. Die Gäste im „Bären“ baden im originalen Thermalwasser, das im Gegensatz zu dem in anderen Häusern nicht aufbereitet wird, aus dem somit Karbonate und dreiwertige Eisenverbindungen ausfallen (siehe weiter unten).

Man unterscheidet Primär- und Sekundärquellen. Bei den Primärquellen, die in der Regel auch die leistungsstärksten sind, tritt das Wasser mehr oder weniger unmittelbar aus klaffenden Spalten in dem für Wiesbaden charakteristischen Serizitgneis zu Tage. Zu den Primärquellen zählen vor allem der Kochbrunnen (lfd. Nr. 1 in Abb. 1) und seine Satelliten genannten kleinen Nebenquellen Spiegelquelle (8), Salmquelle (24) und Römerquelle (25), außerdem sollte aufgrund ihrer hydrochemischen Kennwerte auch die vom Hotel „Schwarzer Bock“ genutzte Drei Lilien-Quelle (5) (Abb. 3) zu dieser Quellengruppe gehören (KIRNBAUER 1997). Weitere Primärquellen sind die Große Adlerquelle (2) und ihr Satellit Kleine Adlerquelle (3) sowie die Schützenhof- oder Sironaquelle (benannt nach den Resten eines kleinen, der keltisch-römischen Göttin Sirona geweihten Tempels) und ihre Satelliten Gemeindebad-Quelle (21) und Quelle am Schützenhofbad (26). Mit Ausnahme des Kochbrunnens und des Faulbrunnens bezieht sich die Benennung der übrigen Quellen in der Regel auf frühere Badhäuser oder Luxushotels oder hat einen Bezug dazu.

Aus dem Serizitgneis austretendes und in ihn überlagernde jungtertiäre und pleistozäne Schichten übertretendes und sich hier mit „normal“ mineralisiertem und temperiertem Grundwasser mischendes Thermalwasser speist die Sekundärquellen. Da das Grundwasser in SE-Richtung abströmt, nehmen in dieser Richtung die Temperaturen und Salzgehalte deutlich ab. Die bekanntesten Nebenquellen sind die im Keller des „Bären“ austretende Quelle Hotel Bären (14) mit einer Wassertemperatur von 54° C und der Faulbrunnen (27), dessen Wasser nur noch eine Temperatur von 17° C aufweist und somit nicht mehr zu den Thermalquellen (Temperatur ≥ 20° C) zählt, aber eine Mineralquelle ist (Summe der gelösten Inhaltsstoffe ≥ 1 g/l). Seinen Namen verdankt der Faulbrunnen dem Geruch nach Schwefelwasserstoff („faule Eier“). Man vermutet, dass H_2S aus mikrobiell gesteuerten Umsetzungen von

Schwefelverbindungen in torfreichen untermiozänen Schichten entsteht. Wegen bakterieller Belastungen wurde 2006 die Trinkstelle abgestellt und wenig später wegen der geplanten Umgestaltung des Faulbrunnenplatzes entfernt. 2014 soll eine neue Fassung in Form einer Stele, für die die Bevölkerung allerdings keine Euphorie aufzubringen vermag, installiert werden.



Abbildung 1: Lage der Wiesbadener Mineral- und Thermalquellen (STENGEL-RUTKOWSKI 2012). Die Nummern bedeuten: 1 Kochbrunnen, 2 Große Adlerquelle, 3 Kleine Adlerquelle, 4 Schützenhofquelle, 5 Drei Lilien-Quelle, 6 Goldene Kette-Quelle, 7 Bäckerbrunnen (heute Thermalmischwasser), 8 Spiegelquelle, 9 Pariser Hof-Quelle, 10 Goldenes Kreuz-Quelle, 11 Sonnenberg-Quelle, 12 Stern-Quelle, 13 Kölnischer Hof-Quelle, 14 Quelle Hotel Bären, 15 Zwei Böcke-Quelle, 16 Quelle, 17 Wilhelm-Heilanstalt-Quelle, 18 Quelle, 19 Goldener Brunnen-Quelle, 20 Goldenes Ross-Quelle, 21 Gemeindebad-Quelle, 22 Brunnen, 23 Quelle, 24 Salmquelle, 25 Römerquelle, 26 Quelle Am Schützenhofbad, 27 Faulbrunnen; CZYSZ (2000) und KIRNBAUER (1997) nennen noch andere, hier nicht aufgeführte Quellen bzw. Brunnen wie u.a. die „Alte Hospitalquelle" in der Nähe von Nr. 24, einen weiteren „Faulbrunnen" ca. 200 m nordwestlich des Kochbrunnens sowie weitere kalte Mineralquellen und ca. 1,1 km östlich des Kochbrunnens ein im Jahr 1971 erbohrtes Thermalwasservorkommen.

Da offenbar auch in einiger Entfernung von den an der Langgasse konzentrierten großen Primärquellen ein diffuser Austritt von Thermalwasser aus kleinen Klüften im Serizitgneis und Übertritt in die Deckschichten beobachtet wurde (ANDERLE 2012; KIRNBAUER 1997, 2007; MICHELS 1954, 1961, 1964), sollte eine Differenzierung zwischen Primär- und Sekundärquellen nicht schematisch vorgenommen werden. Dies gilt insbesondere für den Faulbrunnen, dessen Wasser laut Ausweis der beträchtlichen NaCl-Gehalte zwar dem Serizitgneis entstammt, sich aber mit in den

22,10 m mächtigen Deckschichten zirkulierendem Grundwasser vermischt und daher seine physikalischen und chemischen Eigenschaften verändert.



Abbildung 2: Quelle Zum Bären, die eigentlich nach einem früheren Thermalbad „Rheinstein“ dessen Namen tragen müsste, ist die einzige heute noch in Betrieb befindliche offene Sekundärquelle; das Foto wurde am 12. November 2012 mit Genehmigung der Hotelleitung vom Verfasser aufgenommen.

Das Hotel „Bären“ besteht an seinem heutigen Standort Bärenstraße 3 seit 1912. Es handelt sich um eine nicht ganz so luxuriöse Wiedereröffnung (und Zusammenlegung mit dem früheren Badhaus „Rheinstein“) nach dem 1890 erfolgten Abriss des 1471 erstmals urkundlich bezeugten alten „Bären“ (hier logierte von Goethe 1814 und 1815 während seines Kuraufenthaltes in Wiesbaden) an anderer Stelle. Die Fassung dieser Sekundärquelle ist nicht mehr original, die Verfärbung des Wassers, der Leitungen und der Fassung geht auf die Ausfällung von Eisenoxid und -hydroxid zurück.

Stellvertretend für die Wiesbadener Mineral- und Thermalquellen wird auf den Kochbrunnen näher eingegangen. Er ist Wiesbadens bekannteste, mit 300–350 l/min die am stärksten schüttende und mit rd. 67–68° C zusammen mit den beiden Adlerquellen auch die wärmste Thermalquelle. Sein Wasser riecht schwach nach Schwefelwasserstoff, der vermutlich aus der Oxidation von in wasserführenden Klüften ausgefällten Fe-Sulfiden (siehe 4.2) resultiert, und schmeckt stark nach Salz. Der Kochbrunnen, der 1366 erstmals als „Brühbrunnen“ erwähnt und später „Siedebrunnen“ genannt wurde, erhielt seinen jetzigen Namen im Jahr 1737. Er war das Zentrum des römischen vicus „Aquae Mattiacorum“, benannt nach einem Teilstamm der Chatten, der von Germanicus um 15 n. Chr. aus der Gegend von Marburg in das Rhein-Main-Gebiet umgesiedelt wurde. In der 2. Hälfte des 19. Jh. sowie in den ersten beiden Jahrzehnten des 20. Jh. war er das Herzstück der einstigen Weltkurstadt Wiesbaden und ist auch heute noch eine Attraktion. Auf dem Kochbrunnenplatz wurden im Jahr 1902 beim Abriss der beiden Badhäuser „Zum Engel“ und „Zum Weißen Schwan“, die dem Neubau des vormaligen „Palasthotels“ weichen mussten, die Reste einer römischen Thermenanlage entdeckt. Deren Anfänge gehen möglicherweise auf den Zeitraum 15–16 n. Chr. zurück, als die Römer von Mogontiacum aus im Raum Wiesbaden einen rechtsrheinischen Brückenkopf ausbauten. Unter den Kaisern Domitian (81 bis 96 n. Chr.) und Hadrian (117 bis 138 n. Chr.) wurde diese Therme zur größten der drei römischen Thermen erweitert und stand Soldaten und Zivilisten gleichermaßen zur Verfügung. Die beim Abriss des damaligen Luxushotels „Adler“ im Jahr 1900 frei gelegte kleine Anlage war vermutlich nur ein Schwitzbad, während das nicht ganz so heiße Wasser der Schützenhofquelle wiederum von einer Therme genutzt wurde, deren Reste zwischen 1783 und

1967 gefunden wurden. Diese Therme war wohl eher für Angehörige des römischen Militärs reserviert gewesen, jedenfalls lassen Bleirohre mit den Stempeln der 14. und 22. Legion diese Deutung zu (CZYSZ 1995). Wie in allen anderen Quellen auch trat bis in die 1960er-Jahre das Thermalwasser des Kochbrunnens mehr oder weniger ungeschützt in einem durch Sinterbildungen ausgekleideten Tümpel zu Tage. Die Lage dieses Quelltümpels ist in einer alten Karte festgehalten (Abb. 4).



Abbildung 3: Auf der Rückseite des Hotels „Schwarzer Bock" gelegene Brunnenstube der Drei Lilien-Quelle, deren Wasser eine Temperatur von 58,5° C aufweist; Foto: Verfasser.
Das jahrzehntelang vernachlässigte Gewölbe wurde in den Jahren 2010/11 insbesondere mittels Spendengeldern saniert und am 30. August 2011 der Öffentlichkeit wieder zugänglich gemacht. Die Zuflüsse von vier Quellen wurden 1904 zusammengefasst, die originäre Brunnenstube stammt aus dem Jahr 1908 und war wunderschön mit farbigen Majolika-Plättchen im Jugendstil ausgekleidet. Die nach dem 2. Weltkrieg nach und nach abhanden gekommenen Majolika-Plättchen wurden von der Fa. Villeroy & Boch aus Mettlach ersetzt, die früher schon die Originale lieferte.

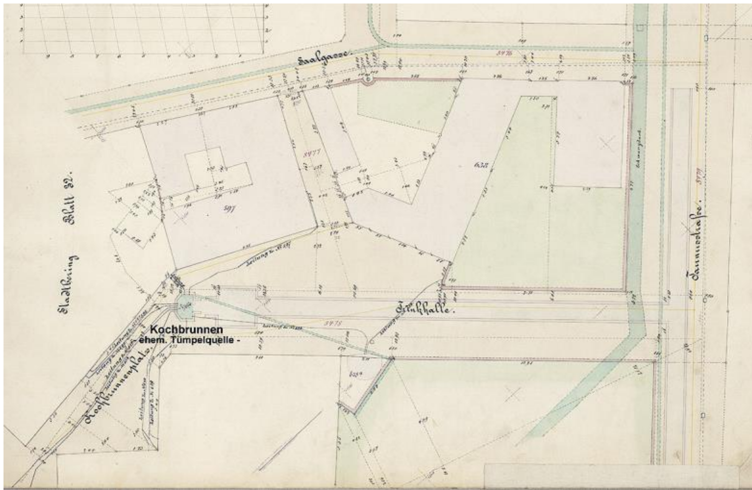


Abbildung 4: Grundkarte Blatt Nr. 32 der sog. Specialkarten von der Stadtgemarkung Wiesbaden mit Lage der früheren Kochbrunnen-Tümpelquelle, consolidiert und vermessen in den Jahren 1862 bis 1870 von Bezirksgeometer J.C. Baldus zu Wiesbaden; für die freundliche Überlassung der Karte gilt der Dank Herrn Prof. Dr.-Ing. Erich G. Wieser vom Tiefbau- und Vermessungsamt der Stadt Wiesbaden.

Dieses Kartenwerk der Stadtgemarkung Wiesbaden (sechs Bände) liegt im Stadtplanungsamt bei der Stadtvermessung; die 256 Einzelblätter wurden gescannt, georeferenziert, d. h. ins aktuelle Koordinatennetz über aktuelle Passpunkte transformiert, und danach zu einem Gesamtplan (blattschnittfrei) zusammen montiert. Auf die o.g. Grundkarte bzw. auf diesen damit vorliegenden geodätischen Raumbezug wurden anschließend (nicht mit Datum zu belegen) seitens der Stadt die vom Kochbrunnen ausgehenden Leitungen (acht Leitungen zu privaten Badhäusern, eine Leitung zum bis 1822 existierenden Hospitalbad bzw. zum bis 1879 im Winkel Saalgasse/Taunusstraße bestehenden damaligen städtischen Krankenhaus) nach örtlicher Vermessung kartiert/eingetragen. Die in der Karte mit Grundriss skizzierte Trinkhalle war offen, die hölzerne Dachkonstruktion ruhte auf hohen gusseisernen Säulen; sie wurde ab 1823 in mehreren Varianten gebaut, die letzte Variante (ab 1865) reichte bis zur Taunusstraße. Erst 1888/90 wurde die heute nur noch in Bildbänden (u. a. DIEHL & WEICHEL 2007) zu bewundernde luxuriöse, einer Weltkurstadt würdige Kochbrunnenanlage errichtet, die im 2. Weltkrieg weitgehend zerstört und 1955 endgültig abgerissen wurde.

Von einer im Jahr 1823 erbauten, 1,60 m hohen und einen Durchmesser von 3,80 m aufweisenden achteckigen Fassung, in der ca. 15 Wasserzuläufe gebündelt wurden und die 1865 eine Metallgitterhaube erhielt, wurde das Thermalwasser ab 1890 zu einer Trinkstelle in einem Pavillon geleitet, der im Zeitraum 1888/90 über der Tümpelquelle errichtet wurde (CZYSZ 1995). Dieser Pavillon war Teil einer zeitgleich auf dem Kochbrunnenplatz erbauten prunkvollen und großzügigen Anlage mit Trink- und Wandelhalle sowie zentralem Kuppelbau (CZYSZ 1995; DIEHL & WEICHEL 2007; MITTELBACH 2008; Umweltamt Wiesbaden 2011). Obwohl diese Anlage die Bombennacht vom 2. auf den 3. Februar 1945 ohne nennenswerte Schäden überstanden hatte, wurde sie wegen des in der Nachkriegszeit fehlenden historischen Bewusstseins 1955 abgerissen. Abgesehen von den Arkaden an der Saalgasse, früher Teil der architektonik üppig gestalteten Wandelhalle, seit 2010 als Café dienend, ist von dieser Anlage heute nur noch der Kochbrunnen-Pavillon erhalten (Abb. 5), der aber teilweise nicht mehr original ist. Er wurde im Zusammenhang mit der in den Jahren 1976/77 erfolgten Umwandlung des zwischen 1903 und 1905 erbauten ehemaligen Palasthotels in Sozialwohnungen und seiner seitlichen Ergänzung durch einen Neubau zunächst 1970 versetzt (KIRNBAUER 2007), später abgebaut, in Teile zerlegt, zwecks Entsalzung im Süßwasser-Teich am „Warmen Damm“ gelagert und

steht nach einer 1978 abgeschlossenen Grundsanierung fast wieder an der gleichen Stelle wie früher (HERRMANN, pers. Mitt. 2012).



Abbildung 5: Im Jahr 1970 installierte muschelförmige Granit-Fassung des Kochbrunnen-Springers (im Vordergrund) und 1977/78 restaurierter Kochbrunnen-Pavillon; Foto: Verfasser.
Der Pavillon oder Tempel stand ursprünglich auf der Fassung der offenen Tümpelquelle, zu der eine Treppe hinab führte. Die heute von einer roten Platte abgedeckte Tümpelquelle ist von der Trinkstelle im Pavillon am heutigen Standort 9,6 m in Richtung ehem. Palasthotel entfernt. Der Blick geht vom Kochbrunnen-Springer mit der charakteristischen muschelförmigen Fassung aus Granit über den Kochbrunnen-Pavillon zum Kinderspielplatz an der Saalgasse und zur ev. Bergkirche auf dem Schulberg. Der Verfasser nahm am 26. April 2013 eine Temperaturmessung vor, das Wasser an der Trinkstelle und am Springer war jeweils rd. 60° C warm.

Bereits in den 1920er-Jahren wiesen LEPPLA & STEUER (1923) darauf hin, dass der Schutz der wichtigen Wiesbadener Mineral- und Thermalquellen ungenügend erscheint. Doch erst nach dem 2. Weltkrieg wurde die Notwendigkeit gesehen, Abhilfe zu schaffen, die flachen Fassungen der Primärquellen wurden verrohrt, um sie gegen Verunreinigungen zu schützen. Begonnen wurde 1953/54 mit den beiden Adlerquellen, es folgten der Faulbrunnen im Jahr 1964, die Salmquelle im Jahr 1965, der Kochbrunnen im Jahr 1966 und zuletzt die Schützenhofquelle im Jahr 1969 (MICHELS 1966, MICHELS & THEWS 1971).

Besonderer Bedarf war im Falle des Kochbrunnens und seiner Satelliten gegeben, weil nach dem Krieg das amerikanische Militär seine Lkw auf dem Kochbrunnenplatz parkte und betankte (STENGEL-RUTKOWSKI 2009) und daher das Herzstück

des einstigen Weltbades in Gefahr war, durch Mineralöl und Benzin gründlich verdorben zu werden. Nach einer 47 m tiefen Versuchsbohrung (VB I) im Jahr 1965 etwa 8 m nordöstlich der Salmquelle, die wiederum ca. 35 m nordöstlich des Kochbrunnen-Tümpels lag (KIRNBAUER 1997; MICHELS 1966), wurde 1966 die sog. VB III („Kochbrunnenbohrung“) 43 m tief niedergebracht und nach entsprechendem Ausbau das Bohrloch bis 18 m u. Gel. abgedichtet. Die Bohrung traf unter 2,60 m Kulturschutt bis 8,10 m u. Gel. groben sandigen Bachkies an, darunter folgte vordevonischer Serizitgneis. Auf Klüften wurde viel Pyrit, Schwerspat und Roteisen neben Gangquarz angetroffen. Im Pumpversuch wurden 21,6 l/s abgepumpt. Da der Wasserspiegel rd. 3 m über Gelände (STENGEL-RUTKOWSKI 2009) lag, das Wasser also artesisch gespannt war, wurden längere Versuche unternommen, um einen „Springer“ zu erzeugen. Seit 1970 können Wiesbadener und Touristen erleben, wie das aus der Bohrung stammende und zunächst in einem 5.000 l-Vorlage-Behälter zwischengespeicherte originale Thermalwasser aus einer muschelförmigen, geriffelten Fassung aus Mauthausener Granit emporsteigt (Abb. 5). Am Thermalwasser des Kochbrunnens hat die Stadt Wiesbaden seit preußischer Zeit ein Wasserrecht von zwei Dritteln, das restliche Drittel entfällt auf das Grandhotel „Schwarzer Bock“ (urkundlich 1486 erstmals erwähnt), der seit alters her ein Nutzungsrecht hat, den noch feudaleren „Nassauer Hof“, der 1907 in Gegenwart von Kaiser Wilhelm II. und des russischen Zaren Nikolaus II. eingeweiht wurde und im Februar 1945 durch Brandbomben große Schäden davontrug, sowie auf das frühere Luxushotel „Rose“. Die „Rose“, als einfache Badherberge im Jahr 1500 erstmalig erwähnt, macht in ihrer neuen Funktion als Hessische Staatskanzlei (seit 2004) keinen Gebrauch von ihrem Wasserrecht. Die Trinkstelle im Pavillon und der Kochbrunnen-Springer ersetzten die ehemalige Tümpelquelle, die seither unter einem Betondeckel verborgen ist, aber bis in die jüngere Vergangenheit für die Beheizung der Wohnungen im ehemaligen Palasthotel genutzt wurde. Heute wird das Thermalwasser in die Kanalisation abgeleitet.

Die in Bohrbrunnen gefassten Thermalwässer der Primärquellen wurden anfangs in Freigefälle-Leitungen den Verbrauchern zugeführt. Wegen des nicht zu vermeidenden Entweichens des im Wasser gelösten Kohlendioxids und des Luftzutritts kam es zu Ausfällungen von Karbonaten sowie von dreiwertigen Fe- und Mn-Verbindungen. Um die Ausfällungen und die Bildung von NO_2- und NO_3-Ionen aus den originären NH_4-Ionen zu vermeiden, wird das Wasser seit 1976 in gusseisernen Druckleitungen, die innen hochsäurebeständig emailliert und außen mit einem Inertolanstrich geschützt sind (FRESENIUS, W. et al. 1978) und nach und nach durch HDPE-Leitungen ersetzt werden, vier zusammen 20.000 l fassenden Speicherbehältern im Keller des 1910/13 erbauten Kaiser-Friedrich-Bades bzw. nach aufwändiger Sanierung seit 1999 Kaiser-Friedrich-Therme zugeleitet. Hier wird das Thermalwasser aufbereitet, dann in zwei jeweils 20.000 l fassenden Tankbehältern gespeichert (Abb. 6) und je nach Bedarf anschließend an Thermalbäder weitergeleitet (HERRMANN, pers. Mitt. 2012). Die frühere Nutzung der Thermalwässer bei rheumatischen Beschwerden steht heute nicht mehr im Vordergrund. Etwa ein Drittel der Thermalwässer der Primärquellen, deren Schüttung von „Mattiaqua“, einem Eigenbetrieb der Stadt Wiesbaden, gemessen und mit rd. 1,2 Mio m^3/Tag angegeben wird, wird balneologisch oder geothermisch genutzt. So wird z. B. das Wiesbadener Rathaus seit 1987 klimafreundlich geheizt, wenn auch technisch nicht auf dem neuesten Stand. Das ist jedoch der Fall bei der Heizanlage für die Kleine Schwalbacher Straße, deren anrainende Häuser seit 2009 ausschließlich mit Thermalwasserwärme beheizt werden. Der Wärmeaustauscher steht im Keller des Coulin-Parkhauses neben der als Bohrung gefassten Schützenhofquelle und wird von der Kaiser-Fried-

rich-Therme beliefert. Über diese „Wärmeinsel“ flossen im Jahr 2010 rd. 435.000 Kilowattstunden (aus ca. 130 l/min), die jedoch noch ausbaufähig sind. Insgesamt wird aber der Großteil des Thermalwassers ungenutzt über die Kanalisation in Richtung Rhein abgeführt.



Abbildung 6: Thermalwasseraufbereitung und -weiterleitung im Keller der Kaiser Friedrich-Therme; Foto: Verfasser.

3 Geologische Verhältnisse

Um die Genese der mineralisierten Heißwasseraufstiege in Wiesbaden entschlüsseln zu können, ist die Kenntnis der geologischen Verhältnisse eine unabdingbare Voraussetzung. Im Hinblick auf die Zielsetzung dieses Beitrages liegt der Schwerpunkt auf der pauschalen Darstellung des Gesteinsbestandes sowie der Analyse der tektonischen Verhältnisse und daraus abgeleitet der Interpretation der hydrogeologischen Gegebenheiten.

Geologisch gesehen liegt Wiesbaden einerseits an den Südhängen des Taunus und andererseits im südlich angrenzenden Mainzer Becken. Beim Mainzer Becken handelt es sich um ein Bruchfeld am NW-Rand des Oberrheingrabens, um einen weni-

ger stark abgesunkenen Abschnitt dieses kontinentalen Riftsystems. Sowohl das Mainzer Becken als auch der benachbarte zentrale Graben waren während des späten Paläozoikums Teil der permokarbonischen, spätvariskisch verfalteten Saar-Nahe-Senke und bis in den Dogger größtenteils noch Sedimentationsraum. Spätestens ab der Unterkreide wurden bis ins Untereozän die abgelagerten (mesozoischen) Sedimente abgetragen. Dabei wurden variskische Strukturelemente wie in unserem Gebiet die Pfälzer-Stockstädter Schwellenzone freigelegt (der spätere Niersteiner Horst ist ein Teilstück), die das spätere Sedimentationsgeschehen im Tertiär beeinflussten. Der Oberrheingraben bzw. das Mainzer Becken werden tektonisch von der Taunussüdrand-Verwerfung vom Taunus getrennt, die in SW-NE-Richtung quer durch das Stadtgebiet verläuft. Die bekannten Wiesbadener Mineral- und Thermalquellen liegen etwa 700 m nordwestlich dieser markanten Störung, diffuse Austritte z. T. aber auch südlich davon.

Wegen der unterschiedlichen geologischen Geschichte von südlichem Taunus einerseits, in dem Gesteine aus dem Ordoviz bis zum Devon zu Tage treten (außerdem noch Basalte aus dem Zeitraum jüngste Oberkreide-Eozän), und des Mainzer Beckens sowie des Oberrheingrabens i. e. S. andererseits mit im Wesentlichen tertiären Sedimentgesteinen werden beide Einheiten nachfolgend jeweils für sich dargestellt. Die Beschreibung der geologischen Verhältnisse berücksichtigt nur Details, sofern diese für die Existenz der Quellen eine Bedeutung haben, ansonsten wird auf die Fachliteratur verwiesen.

3.1 Vordertaunus- und Taunuskamm-Einheiten

Über die stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse des südlichen Taunus machen sich Geognosten und Geologen schon seit rd. 150 Jahren Gedanken; dabei flossen teilweise auch Vorstellungen über die Genese der Wiesbadener Mineral- und Thermalquellen ein (u.a. SANDBERGER 1850, 1961; KOCH 1880; GRÜNHUT 1907; LEPPLA & STEUER 1923; MICHELS 1932; MICHELS & FRESENIUS 1958). Den aktuellen Wissensstand über das geologische und tektonische Inventar haben insbesondere ANDERLE (1987 a, b, 2012) und KLÜGEL (1997) zusammenfassend dargestellt, auf die hiermit verwiesen wird.

Die ältesten Gesteine finden sich in der sog. Vordertaunus-Einheit oder Phyllit-Zone, die früher pauschal in das „Vordevon“ eingestuft wurden (Abb. 7). Ganz im Südosten werden die früher Phyllite genannten Eppsteiner Schiefer und die Lorsbacher Schiefer als zeitlich nicht sicher eingestufte jüngste Schichtglieder angetroffen (KLÜGEL 1997)[1]. Nordwestlich schließen sich der für Wiesbaden charakteristische Serizitgneis, der heute Wiesbaden-Metarhyolith bezeichnet wird, und in nur geringer Verbreitung ein Grünschiefer, der jetzt Rossert-Metaandesit genannt wird, an. In einem breiten Streifen von Dotzheim über Sonnenberg und Rambach nach Nau-

[1] In seiner Publikation aus dem Jahr 2012 stellt ANDERLE im Gegensatz zu früheren Veröffentlichungen (ANDERLE 1987a, b) und zu KLÜGEL (1997) am SE-Ende der Vordertaunus-Einheit den rd. 480 Mio. alten und in das tiefere Orodovіz einzustufenden Bierstadt-Phyllit vor. Dieses somit älteste Gestein im Raum Wiesbaden ist nicht natürlich aufgeschlossenen und bisher nur aus Bohrungen und durch den Vortrieb des Schulwald-Tunnels bei Wiesbaden-Auringen bekannt. Da innerhalb einer tektonischen Schuppe die Gesteine laut KLÜGEL (1997) in SE-Richtung jeweils jünger werden, könnte es sich bei dem neu definierten Bierstadt-Phyllit um einen tektonischen Scherkörper innerhalb der Eppsteiner Schiefer handeln, andernfalls müsste deren stratigraphisches Alter neu definiert werden.

rod zieht sich der früher in zahlreichen Steinbrüchen abgebaute, meist hellgrünliche bis bräunlichgraue, leicht in Platten spaltende Serizitgneis, an den der Austritt der rezenten Primärquellen gebunden ist oder der fossilen Quellen gebunden war, durch Wiesbaden. Eine Besonderheit ist der prävariskische Schwerspatgang im Serizitgneis von Wiesbaden-Naurod, in dem Quarz und Schwerspat rekristallisiert sind (ANDERLE & KIRNBAUER 1995). In einem schmalen Band schließen sich nach Nordwesten die in das jüngste Silur datierten und somit mindestens 417 Mio. Jahre alten Kellerskopf-Schichten an.

Seine große Verbreitung verdankt der Serizitgneis einer tektonischen Verdoppelung entlang der steilstehenden Rambach-Nauroder Scherzone (ANDERLE & RADTKE 2001; KLÜGEL 1997). Weil die Schuppen bei teilweiser Überkippung zunächst steil stehen, danach weniger steil und schließlich flach nach Südosten einfallen, reicht der Serizitkörper bis 6.000 m und mehr in die Tiefe (ANDERLE 2012; KLÜGEL 1997). Nach heutiger plattentektonischer Vorstellung handelt es sich bei den beiden Metavulkaniten ursprünglich um intermediäre bis saure Inselbogen-Vulkanite magmatisch-effusiver bis ignimbritischer Natur. Aufgrund einer radiometrischen U-Pb-Datierung an Zirkonen haben sie ein Extrusionsalter zwischen 442 und 426 Mio. Jahren und können somit in den Zeitraum Oberordoviz-Silur datiert werden.

Die vordevonischen Gesteine, deren Gesamtmächtigkeit auf ca. 5.200 m geschätzt wird und wovon etwa 1.900 m auf die Metavulkanite entfallen (KLÜGEL 1997), wurden während der variskischen Orogenese im Unterkarbon metamorph verändert (siehe unten).

Auf die metamorphe Gesteinsserie der Phyllit-Zone folgen nach Nordwesten hin die unterdevonischen Gesteine der sog. Taunuskamm-Einheit, die ein Alter von ca. 417–405 Mio. Jahren aufweisen und im Durchschnitt eine strainkorrigierte Mächtigkeit von insgesamt 3.100 m haben (KLÜGEL 1997). Die Folge beginnt mit den Bunten Schiefern der Gedinne-Stufe, darüber folgen der etwa 140 m mächtige Hermeskeil-Sandstein und der > 1.000 m mächtige Taunusquarzit, die jeweils in die Siegen-Stufe datiert werden. Der Taunusquarzit dominiert im Raum Wiesbaden in drei Härtlingszügen – tektonisch bedingt – die Taunushöhen. Schon außerhalb der nördlichen Stadtgrenze Wiesbadens haben die ins Unterems gestellten sog. Hunsrückschiefer eine weite Verbreitung.

Ihre heutigen räumlichen Beziehungen (Abb. 7) verdanken die im südlichen Taunus vorhandenen Gesteinseinheiten der variskischen Gebirgsbildung, einer spät- bis postvariskischen Bruchtektonik und – in deren Gefolge – einer bis heute anhaltenden Abtragung. Nach dem derzeitigen Kenntnisstand bewirkte eine südostwärts gerichtete Subduktion an der Naht von Rhenoherzynikum und Mitteldeutscher Kristallinschwelle am N-Rand des Saxothuringikums nordwestwärts gerichtete Faltung, Schieferung, teilweise Überkippung, Zerlegung in steil aufgestellte Schuppen und Stapelung (bis hin zur Deckenbildung) der ursprünglich in einem Flachmeer horizontal gelagerten Schichten. Bezüglich Details dieser Subduktion, in deren Gefolge es schließlich im oberen Unterkarbon vor etwa 323 Mio. Jahren zur Plattenkollision kam, wird auf KLÜGEL (1997) verwiesen. Die Kollisionsnaht liegt am S-Rand des Hunsrücks und Taunus und lässt sich unter jüngeren Gesteinen bis zum S-Rand des Harzes verfolgen.

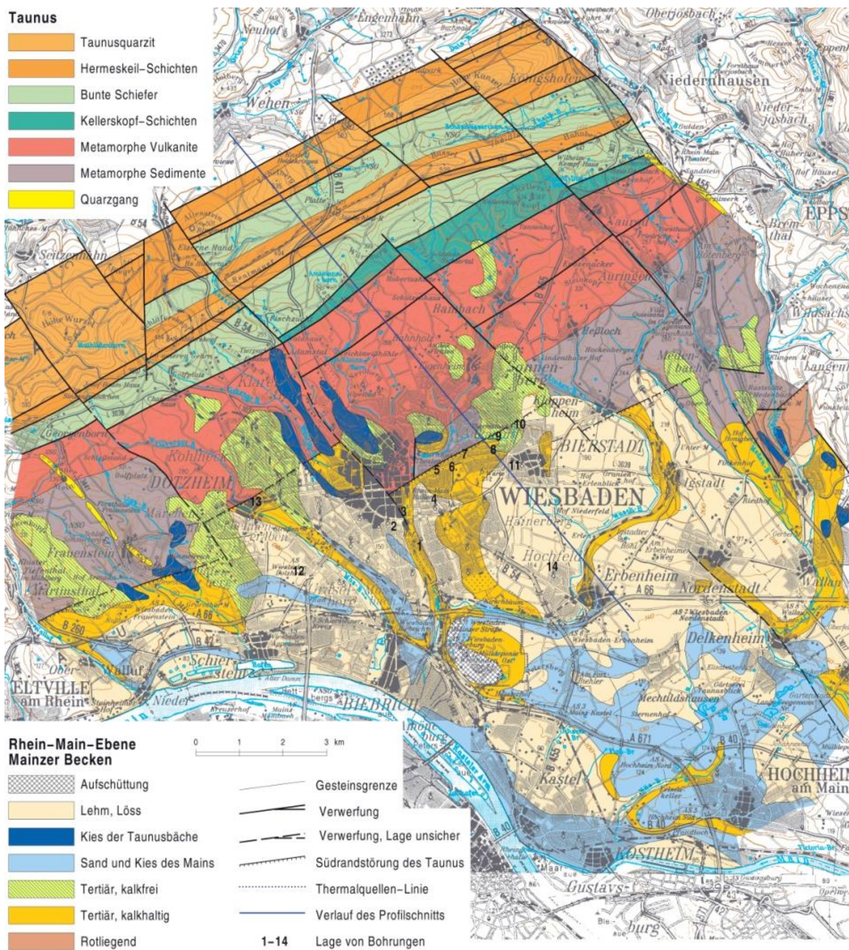


Abbildung 7: Geologische Karte von Wiesbaden (ANDERLE 2012).

Diese Plattenkollision wirkte sich am S-Rand des Rhenoherzynikums wesentlich stärker aus als in den nördlichen Abschnitten. Das betrifft die Taunuskamm-Einheit mit mindestens drei großen Schuppen bzw. im Raum Wiesbaden mit sieben größeren und kleineren Schuppen, aber noch mehr die südlich anschließende Vordertaunus-Einheit bzw. Phyllitzone. Diese wurde wegen ihrer Lage an der Kollisionsnaht während der Subduktion noch intensiver tektonisch beansprucht und noch stärker deformiert, zu erkennen u. a. an der epizonalen (grünschieferfaziellen) Umwandlung der vordevonischen Gesteine und dem Vorhandensein von mindestens sechs primär überschiebenden Scherzonen, die einen NW-vergenten, teilweise überkippten Schuppenstapel bilden. Die bedeutendste Scherzone, von KLÜGEL (1997) NPZ-Scherzone genannt, trennt die Vordertaunus-Einheit von der Taunuskamm-Einheit, der vor ca. 318 Mio. Jahren stattgefundene tektonische Prozess ist mit einer intensiven Mylonitisierung verbunden (KLÜGEL 1997). Die NPZ-Abschiebung fällt zunächst steil und später mit ca. 15–20° nach Südosten ein. In gleicher Position und

Orientierung sind sog. „Reflektoren“ erkennbar, die eine Fortsetzung der offenbar identischen Abscherniveaus von Taunuskamm-Einheit und Phyllit-Zone bis zu einer Tiefe von mindestens 10 km suggerieren. Vermutlich münden alle größeren Überschiebungen der Taunuskamm-Einheit und der Vordertaunus-Einheit in das schwach SE-fallende Reflektorenbündel an der in 12–16 km Tiefe angenommenen Basis der Oberkruste, welche als basale Abscherung der rhenoherzynischen Sedimenthülle angenommen wird (KLÜGEL 1997).

Die Ergebnisse der seismischen Untersuchungen deuten zwar darauf hin, dass das Liegende des abgescherten Rhenoherzynikums kristalliner Natur sein könnte, für einen kristallinen Sockel des Taunus gibt es aber weder Belege im heutigen Erosionsniveau noch in Bohrprofilen, weil keine Tiefbohrungen durchgeführt wurden. An zwei Stellen erlauben jedoch exogene Einschlüsse im Basaltschlot „Erbsenacker“ in Wiesbaden-Naurod (ANDERLE & KIRNBAUER 1995) sowie in einem Basalttuff-Vorkommen im Bereich der Mehrholzer Höhe bei Presberg im Wispertal (EHRENBERG et al. 1968) Rückschlüsse auf den tieferen Untergrund. Die beiden vulkanischen Gesteine enthalten als Nebengesteinsfragmente nicht nur Olivingabbro, sondern weisen als Xenolithe auch verschiedene Gneise auf, u. a. auch Granatgneise. Nach geologischer Lehrmeinung sollen Granatgneise aus der unteren Kruste und somit aus Tiefen von mindestens 10–15 km stammen, eine konkrete Tiefenzuordnung und somit eine Aussage, in welcher Tiefe in der Taunusregion Kristallin angetroffen wird, sind jedoch nicht möglich.

Der Taunus wurde nicht nur während der variskischen Orogenese an Querstörungen in vertikal gegeneinander versetzte Bruchschollen zerlegt, sondern auch während der isostatischen Ausgleichsprozesse im Perm. Die Folge war eine Einrumpfung des Gebirges mit einem unterschiedlich tiefen Abtragen seiner Gesteinsfolgen. Im Zusammenhang mit der starken Absenkung des nördlichen Oberrheingrabens etwa ab der Grenze Mittel-/Oberpliozän (siehe 3.3) kam es einerseits zu einer erneuten Anhebung des Gebirges im Ganzen, aber auch zu einem treppenartigen Absinken des südlichen Taunus entlang NW-SE-verlaufender Verwerfungen.

Auf den Störungszonen sind hydrothermale Lösungen aufgestiegen, es kam insbesondere zur Ausbildung von Quarzgängen. In der Oberkreide einsetzende und bis heute anhaltende tektonische Bewegungen hatten die Entstehung neuer oder die Aktivierung alter tiefreichender Störungen zur Folge, auf denen wiederum hydrothermale Lösungen zirkulierten. Dabei kam es zur Bildung von Erzlagerstätten (KIRNBAUER et al. 2012), die bis ins 20. Jh. abgebaut wurden.

3.2 Zentraler Oberrheingraben und Mainzer Becken

Spätestens ab der Kreide wurden im nördlichen Abschnitt des Oberrheingrabens bis ins Untereozän die im Zeitraum Zechstein bis Jura in einer Mächtigkeit von möglicherweise bis 1.000 m abgelagerten Sedimentgesteine (SCHARPFF 1977) abgetragen, wobei variskische Strukturelemente wie u. a. die SW-NE-verlaufende Pfälzer-Stockstädter Schwellenregion freigelegt wurden (GRIMM et al. 2011 b). Über diesem prätertiären Untergrund kamen eozäne und z.T. jüngere tertiäre Schichten zur Ablagerung. Das Mainzer Becken und der benachbarte nördliche Zentralgraben hatten im Hinblick auf das Sedimentationsgeschehen bis ins Unteroligozän (Rupelium) eine mehr oder weniger gemeinsame Geschichte. Erst im obersten Rupelium und Chattium machte sich eine zunehmende Trennung bemerkbar, die zur Folge hatte, dass im zentralen Oberrheingraben die tertiären Sedimente mit Ausnahme des Abschnittes nördlich Darmstadt mit einer Mächtigkeit von unter 1.000 m (DOEBL & OLBRECHT 1974) überwiegend 2.500 bis 3.000 m mächtig sein können, im Mainzer

Becken jedoch höchstens etwas mehr als 400 m erreichen. Da außerdem auch die lithofazielle Ausprägung insbesondere im jüngeren Tertiär unterschiedlich ist, wird daher das Gesteinsinventar jeweils getrennt beschrieben, soweit es für die Themenstellung Bedeutung hat. Dabei wird auf die von GRIMM et al. (2011 a, b) neu erarbeitete Chronostratigraphie und vereinheitlichte Nomenklatur Bezug genommen (siehe auch Abb. 8, 9). Bezüglich ausführlicherer Informationen wird auf die Fachliteratur verwiesen (u. a. GEYER et al. 2011; GRIMM et al. 2011 a, b; FÖRSTERLING & RADTKE 2012; SCHÄFER 2012).

3.2.1 Oberrheingraben

Der heutige Oberrheingraben stellt das derzeitige Endstadium einer Entwicklung dar, die im Südabschnitt im Unter- bis Mitteleozän begann, während der mittlere und nördliche Graben erst im Mitteleozän einzubrechen begann. Die ältesten paläogenen Ablagerungen liegen im hessischen Anteil des Zentralgrabens diskordant auf Gesteinen des Rotliegenden. Die Rotliegend-Oberfläche wurde durch Bohrungen im südlichen und mittleren Hessischen Ried in sehr unterschiedlichen Tiefen zwischen 1.550 und 2.800 m erreicht (ARNDT & BÄR 2011; ARNDT et al. 2011; BÄR et al. 2011; SCHARPFF 1977; SCHMITT 1974, WAGNER 1953), im Raum Frankfurt a. M. am N-Ende des Oberrheingrabens bei 300 bis 600 m u. GOK. Der kristalline variskische Sockel wurde bei der Tiefbohrung Stockstadt in 2.234 m Tiefe angetroffen (GRIMM et al. 2011 a), örtlich aber auch in Tiefen > 4.000 m (GEYER et al. 2011). Dagegen steht im Stadtgebiet Darmstadt unmittelbar westlich der östlichen Grabenrandverwerfung Granit unter 21 m mächtigem Rotliegendem in einer Tiefe von weniger als 60 m an. Zwischen südlicher Hessischer Bergstraße und Heidelberg lagern dem Rotliegenden nur wenige Meter mächtige dolomitische Kalk- und Tonsteine des nichtsalinaren Zechsteins auf (GEYER et al. 2011). Nach Süden zu wird im Oberrheingraben das Prätertiär immer jünger, im Raum Lörrach liegen tertiäre Schichten auf Juragesteinen. Die jungpaläozoischen und mesozoischen Gesteine werden von mächtigen tertiären Schichten überlagert, die jüngste Grabenfüllung besteht aus quartären, im Wesentlichen pleistozänen Ablagerungen.

Nachfolgend liegt der Schwerpunkt der Schichtenbeschreibung auf dem nördlichen Abschnitt des Oberrheingrabens, der in etwa der Strecke zwischen Bruchsal im Süden und Mainz/Wiesbaden im Norden entspricht (Abb. 8). Nur im Zusammenhang mit Evaporiten, denen im Zusammenhang mit der Themenstellung besondere Bedeutung zukommt, wird auch auf den mittleren und südlichen Teil eingegangen.

Die bunten Basisschichten des Oberrheingrabens, die dem prätertiären Untergrund aufliegen und von den Grünen Mergeln der Haguenau-Gruppe oder bei deren Fehlen von der Pechelbronn-Gruppe überlagert sind, werden als Oberrhein-Gruppe bezeichnet. Bei dieser unter- bis obereozänen Gruppe, die u. a. die Formationen des Eozänen Basistons und der Randfazies des Steingangs umfasst, handelt es sich um bunte Verwitterungslehme mit eingeschalteten weißen bis grünlichen, tonigen Quarzsanden in Verzahnung mit limischen Tonen bis Silten. Diese Ablagerungen gehen am Grabenrand in zeitgleiche Konglomerate und Blockschuttbildungen über.

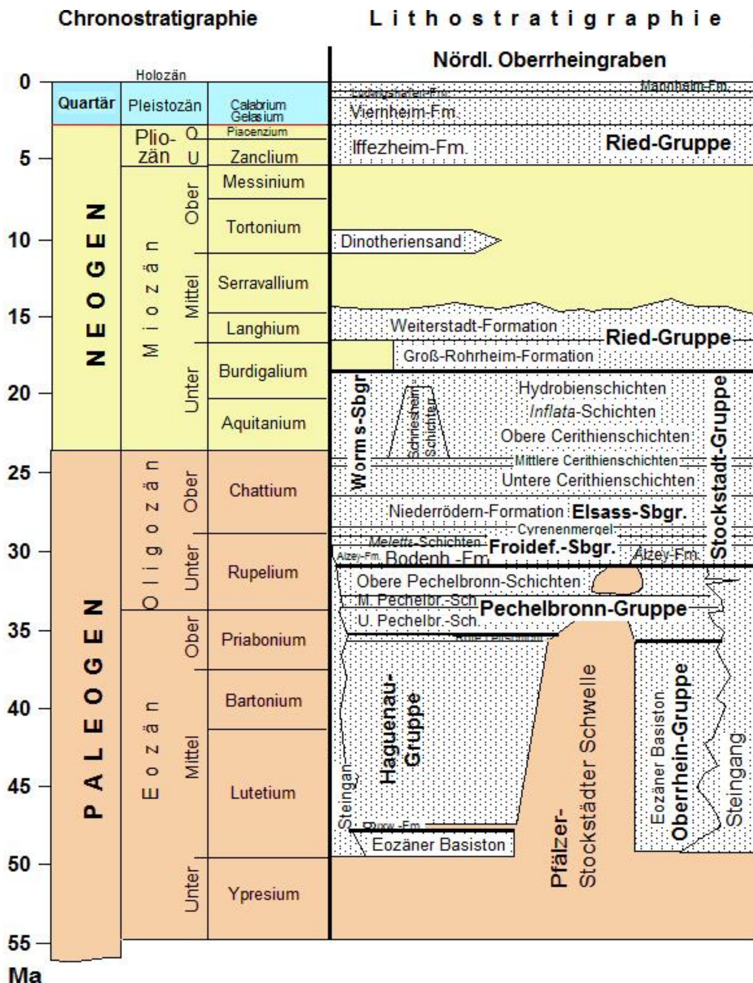


Abbildung 8: Chrono- und Lithostratigraphie der tertären (und quartären) Gesteine des zentralen nördlichen Oberrheingrabens (in Anlehnung an GRIMM et al. 2011 a, verändert)

Darüber folgen im südlichen und z. T. auch im mittleren Oberrheingraben die mittel- bis obereozänen Ablagerungen der Haguenau-Gruppe. Es handelt sich um eine Abfolge von grauen bis graugrünen, im Hangenden auch rötlichen Dolomitmergeln bis Anhydritmergeln mit einzelnen Anhydritlagen. Zum Randbereich hin sind außerdem Kalksteinbänke unterschiedlicher Genese eingeschaltet, insbesondere an der Basis auch dünne Sand- und Konglomerateinschüttungen. Innerhalb dieser Gruppe sind die Grünen Mergel (Lymnäen-Mergel) besonders bemerkenswert, sie verzahnen sich im Wittelsheimer Becken nördlich Mulhouse/Oberelsass mit dem unteren Abschnitt der salinaren Fazies der Wittelsheim-Formation (Oberes Priabonium bis Unteres Rupelium), die in abflusslosen Salzseen zur Ablagerung kam. Der mittlere und obere Abschnitt der Wittelsheim-Formation mit dem Oberen und Unteren Kalilager entsprechen bereits den Mittleren bzw. Oberen Pechelbronner-Schichten der

Pechelbronn-Gruppe des übrigen Oberrheingrabens. Im Elsass ist diese Folge ca. 1.500 m mächtig (LAGNEAU-BÉRENGER 1965), sie setzt sich nach Osten auf badischer Seite bis in die Gegend von Buggingen fort und ist dort nur noch etwa 1.000 m mächtig. STENGEL-RUTKOWSKI (2009) brachte diese Evaporite mit den hohen NaCl-Gehalten der am S-Rand des Taunus aufsteigenden Tiefenwässer in Verbindung, in einer späteren Veröffentlichung (2012) relativierte er seine Meinung.

Bei der im Oberrheingraben flächenhaft verbreiteten Pechelbronn-Gruppe, die lithologisch dreigeteilt werden kann, im Hangenden der Haguenau-Gruppe handelt es sich um eine z. T. bituminöse, dunkelgraue und hellgrünliche und rötliche bis violette Wechsellagerung von Ton-, Silt- und Sandsteinen, Kalk- bis Dolomitmergeln, z.T. mit Anhydritknollen und -lagen sowie Kalk- und Dolomitbänken. Bereichsweise sind am Grabenrand Sandsteine und Konglomerate ehemaliger Schwemm- und Schuttfächer anzutreffen. Die Unteren und insbesondere Oberen Pechelbronn-Schichten beinhalten im südlichen und teilweise auch im mittleren Teil des Oberrheingrabens Steinsalzlagen von einigen Metern Mächtigkeit. Nach Norden gehen sie in eine siliziklastische Fazies über, die durch Ton- bis Siltsteinen getrennten porösen Sandstein- und z.T. auch Konglomeratlagen sind durch Kohlenwasserstoffe imprägniert. Im Dreieck Stockstadt - Crumstadt - Biebesheim im Hessischen Ried wurde bis 1994 Erdöl und bis 1979 Erdgas gefördert, bei der namensgebenden Lokalität Pechelbronn im Elsass wurde die Förderung 1970 eingestellt. Die Mittleren Pechelbronner Schichten sind brackischen bis marinen Ursprungs, ihre eintönige Folge aus Mergel- bis Kalkmergelsteinen sowie Kalksandsteinbänken als Randfazies geht auf eine Ingression aus der paläogenen Nordsee im tiefen Rupelium (frühes Oligozän) zurück, der sog. 1. Rupeltransgression vor etwa 33 Mio. Jahren.

Die nur im nördlichen Oberrheingraben vollständig erhaltene Stockstadt-Gruppe im Hangenden der Pechelbronn-Gruppe umfasst überwiegend siliziklastische Ablagerungen aus dem Zeitraum Rupelium bis Burdigalium. Die Gruppe wird von unten nach oben in Froidefontaine-Subgruppe, Elsass-Subgruppe und Worms-Subgruppe untergliedert. Den basalen Abschnitt der zeitweise vollmarinen, lithologisch eintönigen Froidefontaine-Subgruppe bilden die Tone und Tonmergel der Bodenheim-Formation im Beckeninnern, die im Mittleren Rupelium während der 2. Rupeltransgression abgelagert wurden. Die Sande der Alzey-Formation gelten als gleichaltrige Küstenfazies. Darüber folgen die teilweise brackisch-marinen Feinsand-Mergel-Wechsellagerungen des Oberen Rupeltons, der Meletta-Schichten und des Cyrenenmergels. Diese auch als Karlsruhe-Formation zusammengefasste Folge von Tonmergeln, Mergeln, mergeligen Silten und z. T. Erdöl führenden Feinsanden kennzeichnet die 3. Rupeltransgression. Darüber folgt die Elsass-Subgruppe, die im Wesentlichen durch die fluviolakustrinen bunten Mergel und Sande sowie ebenfalls Erdöl führende Sandsteine der Niederrödern-Formation repräsentiert wird. Die zeitlich in den Zeitraum Oberes Chattium bis Mittleres Burdigalium eingestufte Worms-Subgruppe ist der jüngste Abschnitt der Stockstadt-Gruppe. Sie wird in die Unteren, Mittleren und Oberen Cerithienschichten sowie die *inflata*- und *Hydrobien*-Schichten untergliedert und erreicht im nördlichen Oberrheingraben eine Mächtigkeit von bis zu 1.600 m (SCHARPFF 1977). Eine Randfazies sind die gleichaltigen Schriesheim-Schichten. Die 1936/37 bei Lampertheim-Rosengarten niedergebrachte, 2280 m tiefe Erdöl-Bohrung Worms I, deren Profil von WAGNER (1947, 1955), SCHARPFF (1977) und GRIMM et al. (2011 a) beschrieben wurde, erschloss die Worms-Subgruppe wie folgt: von 900 bis 1451 m u. GOK bituminöse *Hydrobien*-Schichten (in der älteren Literatur mit unterschiedlichen Zuordnungen auch als *Corbicula*-Schichten bezeichnet), bis 1540 m *inflata*-Schichten, bis 2020 m Erdöl und Salz führende Ceri-

thienschichten über Niederrödern-Formation. Die Cerithienschichten sind 480 m mächtig, die zwischen 1.600 und 1.884 m u. GOK angetroffenen grauen bis braunen, Anhydrit und Pyrit führenden Mergel der brackisch bis marinen, altersmäßig ins Obere Chattium eingestuften Mittleren Cerithienschichten enthalten insbesondere im Abschnitt zwischen 1.700 und 1.770 m Tiefe fünf bis 2 m dicke geschichtete Steinsalzbänke. Das Vorhandensein einer bis zu 217 m mächtigen Salinarfolge im Raum Bruchsal auf baden-württembergischer und Wattenheim auf hessischer Seite sowie im Gebiet Frankenthal - Worms westlich des Rheins (SCHARPFF (1977) ist im Hinblick auf die Frage nach der möglichen Herkunft des Natriumchlorids im Wasser der Wiesbadener Mineral- und Thermalquellen von großer Bedeutung.

Die tertiäre Grabenfüllung endet mit der in den Zeitabschnitt Burdigalium bis Serravallium gestellten Ried-Gruppe, in der limnische bis fluviatile Sedimente zur Ablagerung kamen. Die untermiozäne Basis besteht aus einem tieferen, Groß-Rohrheim-Formation genannten und nur im nördlichen Oberrheingraben vorhandenen Abschnitt mit bunten Mergeln bis Mergelsteinen und z.T. eingeschalteten Kalksandsteinen, der Weiterstadt-Formation mit grauen bis bunten Tonen und eingeschalteten Braunkohlenlagen in der Mitte und der pliozänen Iffezheim-Formation mit Sanden, Kiesen und z.T. bunten Tonen aus dem Einzugsgebiet eines „Ur-Rheins“. Die drei Formationen werden durch Erosionsdiskordanzen getrennt.

Das Urrhein-System wird durch fluviatile miozäne bis pliozäne Ablagerungen von weißgrauer bis gelblicher Farbe vertreten, weitgehend kalkfreie Mittel- bis Grobsande mit eingeschalteten Fein- bis Grobkieslagen. In unserer Region handelt es sich vor allem um kiesige Sande mit Kieseloolithgeröllen, die lokal zwischen den Tonen der Groß-Rohrheim-Formation und der Iffezheim-Formation eingeschaltet sind oder bei deren Fehlen im Hangen der Stockstadt- oder Mainz-Gruppe auftreten.

Da sich der nördliche Oberrheingraben nicht nur im Pliozän, sondern auch im Quartär stark absenkte, werden nördlich Karlsruhe und speziell im baden-württembergisch-hessischen Grenzbereich (Heidelberger Becken) über 500 m mächtige kalkhaltige pleistozäne Sedimente angetroffen, die ein alpines Geröll- und Schwermineralspektrum des Alpenrheins führen (GABRIEL et al. 2013). Diese sandig-kiesigen, nach unten zunehmend feinsandigen und durch Tonlagen gegliederten Rheinterrassen-Sedimente verzahnen sich randlich mit Schwemmfächer-Ablagerungen und werden vielfach von holozänen Hochflutlehmen überlagert. Größere Verbreitung finden Flugsande und kalkhaltiger Löss bzw. nach dessen Verwitterung meist kalkfreier Lösslehm.

3.2.2 Mainzer Becken

Das prätertiäre Relief und spätere tektonische Verstellungen der unterlagernden paläozoischen und mesozoischen Gesteine haben Auswirkungen auf Mächtigkeit und lithofazielle Ausbildung des tertiären Schichtenpakets. Einer Tertiärmächtigkeit im benachbarten Oberrheingraben von bis zu 3.000 m stehen im Mainzer Becken lediglich einige 100 m gegenüber. Ganz am NE-Rand des Mainzer Beckens bei Rüsselsheim beträgt seine Mächtigkeit inkl. Quartär 433 m, im Bereich der Bauschheimer Hochscholle im sog. Mainspitz-Dreieck werden etwa 380 m über dem liegenden Rotliegenden angetroffen (SCHMITT 1974). In weiten Bereichen sind die tertiären Schichten wesentlich geringmächtiger, im Bereich der Alzey-Niersteiner Schwellenregion, die das Mainzer Becken in ein nördliches und südliches Teilbecken gliedert, sind sie teilweise überhaupt nicht vorhanden, nur sporadisch liegen genauere Daten vor (GRIMM, pers. Mitt. 2012; SCHÄFER 2012). Ausgerechnet im Becken-

tiefsten bei Mainz erreichte keine Bohrung das liegende Rotliegende, so dass keine präzisen Angaben möglich sind.

Die in Abbildung 9 wiedergegebene tertiäre Folge beginnt mit der Oberrhein-Gruppe, wie im zentralen Graben eine Wechsellagerung von weitgehend kalkfreien bunten Tonen und Silten, die im nördlichen Teil z.T. Gips und Anhydritlagen enthalten. Als Randfazies treten bunte Breccien bis Blockschuttbildungen aus aufgearbeitem prätertiärem Material auf.

Die grauen bis grünlichen Tone bis Tonmergel des südlichen Teilbeckens (Eisenberger Becken), die den prätertiären Untergrund bzw. den Eozänen Basisston und Basissand überdecken, werden analog zum Oberrheingraben als Hagenau-Gruppe zusammengefasst. Es handelt sich um gelbliche bis braune und graue bis graugrüne, im Hangenden auch rötliche, z.T. sandige Tone bis Tonmergel und Kalk- bis Dolomitmergel mit dünnen Sand- und Konglomerateinschaltungen sowie vereinzelten Braunkohlelagen.

Im frühen Unteroligozän (frühes Rupelium) erreichte zum ersten Mal ein von der Paläo-Nordsee herzuleitender Meeresvorstoß das nördliche Mainzer Becken (sog. 1. Rupel-Transgression) und lagerte hier die zur Pechelbronn-Gruppe gehörenden Mittleren Pechelbronn-Schichten ab. Es handelt sich um eine flächenhaft vorhandene mächtige Wechsellagerung von meist grauen, gelblichbraunen, ziegelroten bis türkisblauen Tonen bis Tonmergeln, in die am N-Rand des Niersteiner Horstes geringmächtige weißgraue Sande eingeschaltet sind. Im Basisbereich und im Top der Ablagerungen finden sich häufig Kieslagen. In der lithologischen Fazies der im nördlichen Oberrheingraben bis zu 200 m mächtigen Unteren Pechelbronn-Schichten sind im Mainzer Becken nur Vorkommen an dessen N- und S-Rand entwickelt, in weiten Teilen des Mainzer Beckens fehlen auch die Oberen Pechelbronn-Schichten. Im südlichen Mainzer Becken verzahnen sich die Pechelbronn-Schichten mit küstennahen Siliziklastika.

Nur im äußersten südwestlichen Teil des Mainzer Beckens, insbesondere im Eisenberger Teilbecken, vorkommende eozäne bis früh oligozäne, überwiegend tonige bis mergelige Sedimente werden im jüngsten Fachschrifttum als Eisenberg-Gruppe zusammengefasst (SCHÄFER 2012). Innerhalb des Mainzer Beckens fanden in diesem Teilbecken die frühesten Absenkungsvorgänge statt.

Die nächstjüngere, in den Zeitraum Rupelium bis Chattium (Unter- und Oberoligozän) eingestufte Selztal-Gruppe besteht überwiegend aus siliziklastischen Sedimenten. Die Pelite sind überwiegend von grauer bis olivgrüner, die sandig-kiesigen Ablagerungen eher von ockerbrauner bis gelblichweißer Farbe. Kalksteinbänke und Kalklagen treten nur im hangenden Bereich untergeordnet auf. Im höheren Teil sind einzelne Braunkohlenlagen eingeschaltet. Anhand der Lithologie lässt sich die Selztal-Gruppe in die marinen Beckenablagerungen der Bodenheim-Formation (Unterer Rupelton = Foraminiferenmergel, Mittlerer Rupelton = Fischschiefer und Oberer Rupelton), die in einer 170 m tiefen Bohrung bei Wallau südöstlich Wiesbaden nachgewiesen wurde und die 2. Rupel-Transgresion bezeichnet (KÜMMERLE & RADTKE 2007), die Stadecken-Formation (= Schleichsand) und die Sulzheim-Formation (= Cyrenenmergel, Cyrenenkalk, Süßwasserschichten und *Cyprideis traisensis*-Mergel) untergliedern. Die überwiegend tonig-mergeligen bis feinsandigen Ablagerungen der Bodenheim- und Stadecken-Formation verzahnen sich im Küstenbereich mit den gröberen siliziklastischen Ablagerungen der Alzey-Formation (= Meeressand). Die bis 68 m mächtigen Süßwasserschichten entsprechen den Bunten Niederrödern-Schichten im zentralen Oberrheingraben, die dort eine Mächtigkeit von bis zu 400 m haben können (SCHÄFER 2012). Zur Zeit der Stadecken-Formation dehnte

sich der marine Sedimentationsraum weiter aus, das Meer drang weit über die tektonischen Grenzen des Mainzer Beckens hinaus (3. Rupel-Transgression). Es überflutete Teile des Rheinischen Schiefergebirges und des Pfälzer Berglandes, die nur wenig über den Meeresspiegel aufragten (ANDERLE 1987 b; ANDERLE & HOTTENROTT 2011; SCHÄFER 2012).

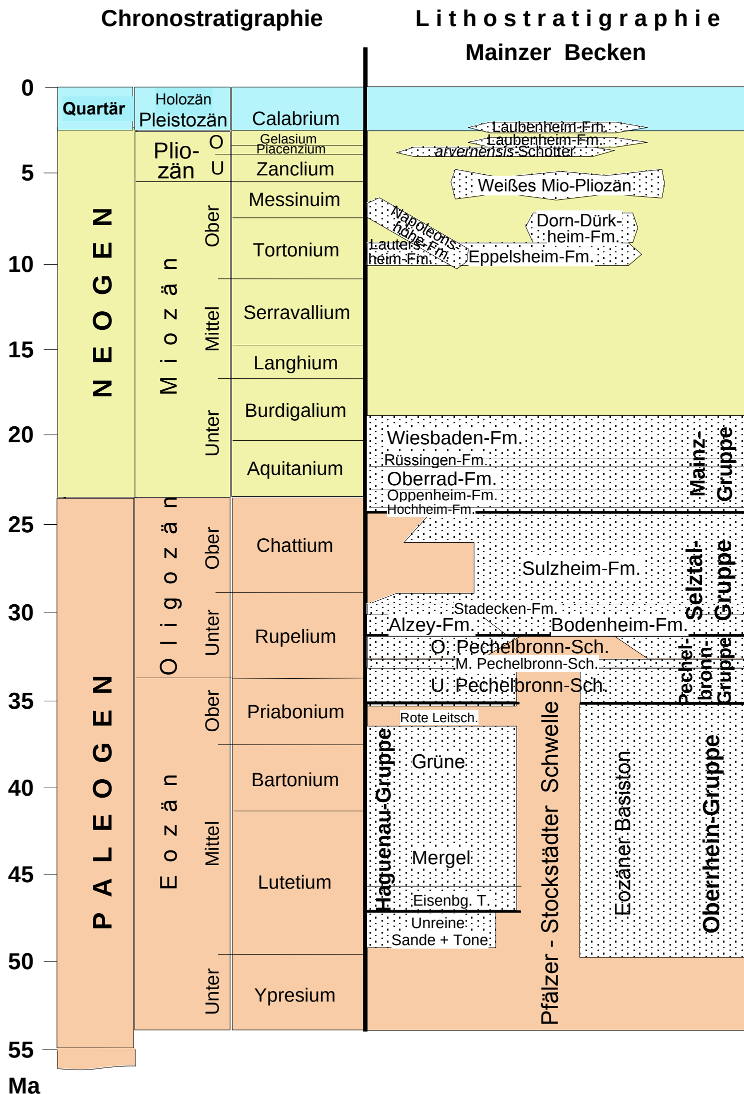


Abbildung 9: Chrono- und Lithostratigraphie der tertären Gesteine des Mainzer Beckens (in Anlehnung an GRIMM et al. 2011 b, verändert)

Im ausgehenden Oberoligozän (höchstes Chattium) bildet sich am E-Rand des Mainzer Beckens eine Karbonatplattform mit Kalkalgen-Riffen, die den offenen,

brackisch-marinen Bereich des zentralen Oberrheingrabens von einer eher limnisch-brackischen Lagune mit zeitweilig stärkeren marinen Einflüssen mit mergelig-kalkiger Sedimentation und Braunkohlenbildungen im zentralen Mainzer Becken trennte. Dieses sog. „Kalktertiär“ wird als Mainz-Gruppe bezeichnet und dauerte vom höheren Chattium mindestens bis in das untere Burdigalium an. Diese karbonatische Fazies ist im Oberrheingraben nicht entwickelt und wird dort durch die mehr als 1.000 m mächtigen, teilweise bituminösen und Bänke von Anhydrit und Steinsalz enthaltenden Tonmergel der Worms-Subgruppe vertreten. Die Mainz-Gruppe, die im gesamten Mainzer Becken verbreitet ist, erreicht eine Mächtigkeit von weniger als 300 m, da die hangenden Partien häufig erodiert sind.

Vom Liegenden zum Hangenden wird die Mainz-Gruppe untergliedert in Hochheim-Formation (= Mittlere Cerithien-Schichten/Landschneckenkalk), Oppenheim-Formation (= unterer Teil der Oberen Cerithienschichten), Oberrad-Formation (= oberer Teil der Oberen Cerithienschichten), Rüssingen-Formation (= *inflata*-Schichten/*Corbicula*-Schichten), Wiesbaden-Formation (= Untere Hydrobien-Schichten) und Frankfurt-Formation (= Obere Hydrobien-Schichten) (FÖRSTERLING & RADTKE 2012; GRIMM et al. 2011 b; SCHÄFER 2012).

Der endgültige Rückzug des Meeres aus dem Mainzer Becken begann wahrscheinlich bereits während der Wiesbaden-Formation, also im höheren Untermiozän (Burdigalium), und dauerte mindestens bis ins höhere Serravallium (Mittelmiozän) an. Der Ablagerungsraum verlandete, die zuvor abgelagerten Schichten sind seitdem der Verwitterung und der Abtragung ausgesetzt, die freigelegten Kalksteine sind intensiv verkarstet.

Im Obermiozäne bis Pliozän lagerten sich im Mainzer Becken Sedimente von Urrhein, Urmain und Urnahe ab, die im Wesentlichen durch die Eppelsheim-Formation (Dinotherien-Sande), die Dorn-Dürkheim-Formation, die *avernensis*-Schotter und die Laubenheim-Formation repräsentiert werden. Die entsprechenden Sedimente überlagen das Kalktertiär diskordant. Alle jüngeren Ablagerungen sind ebenfalls limnisch-fluviatil und wurden durch den Ur-Rhein bzw. den Alpenrhein abgelagert oder sind terrestrische Verwitterungsprodukte.

Im Raum Wiesbaden werden die ältesten zur Ablagerung gekommenen tertiären Ablagerungen in das Unteroligozän eingestuft, sie sind allerdings nur durch Bohrungen bekannt geworden. Die 1889/90 abgeteufte, mit 240 m bisher tiefste Bohrung in Wiesbaden in der Nähe des Hauptbahnhofs (sog. „Schlachthofbohrung“) durchörterte 230 m tertiäre Sedimente zwischen den Unteren Hydrobienschichten (= Wiesbaden-Formation) und Meeressanden (= Alzey-Formation), in 225 m Tiefe wurde der Serizitgneis angetroffen. Im Gegensatz zur weiter nordöstlich niedergebrachten Wallau-Bohrung wurden die Pechelbronn-Schichten nicht erreicht (ANDERLE 2010). Dagegen sind die oberoligozänen (ab Alzey-Formation) und insbesondere die untermiozänen Schichten flächig verbreitet, die Rüssingen-Formation (Aquitanium) und vor allem die Wiesbaden-Formation (Aquitan bis Burdigalium) auch an der Geländeoberfläche, die jüngere Frankfurt-Formation (Burdigalium) ist nur in Resten erhalten. Bei der Wiesbaden-Formation, die eine Mächtigkeit von bis zu 60 m erreichen kann, meistens aber stark erodiert ist, handelt sich im unteren Bereich um Mergelkalk- und Kalksteine, die mehrheitlich geschichtet sind, aber auch als Algenriffe vorliegen können, nach oben zu dominieren siltige Mergel und Silte. Im Bereich der ehemaligen Küstenlinie, die teilweise nördlich der tektonischen Grenze Rheinisches Schiefergebirge bzw. Taunus/Mainzer Becken und somit auch durch das heutige Wiesbaden verlief, verzahnen sich die kalkhaltigen Ablagerungen des untermiozänen Randmeeres mit den meist grobklastischen bis zu 35 m mächtigen

kalkfreien Serien der Schulberg-Formation, die von Taunusbächen sedimentiert wurden (ANDERLE & RADTKE 2001; FÖRSTERLING & RADTKE 2012; GRIMM et al. 2011 b; KÜMMERLE 2012; SCHÄFER 2012)). Im Stadtzentrum und somit auch im Bereich der Quellaustritte lagern diese strandnahen Ablagerungen meist in Form von Sanden und Kiesen diskordant über älteren tertiären Sedimenten oder über altpaläozoischen Metavulkaniten, so in einer Mächtigkeit von 5,5 m an den Schützenhofquellen oder vorwiegend als Tone mit eingelagerten Torfen in einer Mächtigkeit von 21,6 m am Faulbrunnen (MICHELS 1966; MICHELS & THEWS 1971). Unter dem Einfluss des Thermalwassers sind die Sande häufig zu Sandsteinen oder „Quarziten" verkittet, so z.B. an den Adlerquellen. Die Bachsedimente waren durch FeS_2-Imprägnation undurchlässig geworden, das Thermalwasser stand vor der Bohrung unter einem Druck von 0,23 bar (MICHELS 1954).

Im Nordwesten der Kernstadt werden auch Schichten angetroffen, die nicht widerspruchsfrei dem Pliozän zugeordnet werden, z. B. im Raum Freudenberg, Kohlheck und Hainerberg.

Die Ablagerungen des Quartärs, das die letzten 2,6 Mio. Jahre umfasst, haben entlang des Rheins Mächtigkeiten bis 20 m, die dem ins obere Altpleistozän bis unteren Mittelpleistozän eingestuften Cromer-Komplex (850.000-475.000 Jahre vor heute) angehörenden Mosbach-Sande mit ihrer reichen Säugetierfauna sind 15 m mächtig. Im Wiesbadener Talkessel mit seinen Mineral- und Thermalquellen können die jung- bis spätpleistozänen Bachsedimente zusammen mit holozänen Lehmen etwas über 8 m mächtig werden (MICHELS 1966; MICHELS & THEWS 1971). Sie überlagern entweder unmittelbar den Serizitgneis (Kochbrunnen, Adlerquellen) oder liegen auf terrestrischem Untermiozän (Schützenhofquelle, Faulbrunnen).

3.3 Tertiäre und quartäre Tektonik

Die Kenntnis der bis heute andauernden tektonischen Geschichte des passiven Riftsystems Oberrheingraben ist im Hinblick auf die Genese der entlang der Taunussüdrand-Verwerfung aufgereihten Mineral- und Thermalquellen von großer Bedeutung. Das Aufreißen der Erdkruste begann bereits in der ausgehenden Kreide, dokumentiert durch basaltischen Intraplattenvulkanismus, der im Eozän endete (ANDERLE 2012; SCHMITT 1974). Allein im Umkreis von Wiesbaden wurden bislang 25 Vulkanschlote kartiert.

Im Untereozän begann die Absenkung der oberen Erdkruste im südlichen Abschnitt des heutigen Oberrheingrabens, im Mitteleozän in der Mitte und im nördlichen Teil. Die Initialphase der Grabenbildung äußerte sich in der Ausbildung isolierter kleinflächiger Teilbecken. Sie waren an asymmetrische Halbgräben gebunden, die sich bis Ende des Obereozäns sukzessiv zu einem durchgehenden Grabenbruch vereinigten. Bedeutende Absenkungen mit entsprechenden Sedimentmächtigkeiten gab es im N-Teil des Oberrheingrabens erst vor etwa 34 Mio. Jahren im Unteroligozän während der Sedimentation der Pechelbronn-Schichten, die den Buntsandstein und weiter nördlich das Rotliegende diskordant überlagern (SCHARPFF 1977). Auch im mittleren Miozän fanden starke Abwärtsbewegungen mit einer daraus resultierenden Mächtigkeit der Sedimente der Worms-Subgruppe (Cerithienschichten bis Hydrobienschichten) bis maximal 1.650 m statt (GRIMM et al. 2011 a). Nach einer Unterbrechung dieser tektonischen Phase im Obermiozän und Unterpliozän erfolgte eine Intensivierung der tektonischen Bewegungen. Während der dritten großen Subsidenzphase brach der Zentralgraben ab dem Oberpliozän erneut relativ stark ein, dokumentiert durch mächtige plio-pleistozäne Sedimente, im Heidelberger Becken sind allein die pleistozänen Ablagerungen bereits über 500 m mächtig (GABRIEL

et al. 2013). Im Raum Heidelberg wurden für das Quartär mittlere Subsidenzraten von ca. 0,2 mm/Jahr ermittelt, wobei während des Cromer-Komplexes und insbesondere im altpleistozänen Eburonium die Absenkung relativ am stärksten war, und für das Jungtertiär von etwa 0,1 mm/Jahr. Entsprechend dazu kam es zu einem stärkeren Uplift der Grabenschultern, dokumentiert durch einen charakteristischen Grobsediment-Impuls zu Beginn der alt- bis mittelpleistozänen Viernheim- und der jungpleistozänen Mannheim-Formation (GABRIEL et al. 20013). Absenkungen des Oberrheingrabens im Quartär dokumentieren sich auch durch Erdbebenereignisse und werden ebenso nachgewiesen mittels Feinnivellements.

Bis vor ca. 32,8 Mio. Jahren war das Mainzer Becken, dessen tektonischer Geschichte für die Interpretation der Genese der Wiesbadener Mineral- und Thermalquellen eine besondere Bedeutung zukommt, kein ausgesprochenes Hebungsgebiet (GRIMM et al. 2011 b). Das änderte sich erst mit den Mittleren Pechelbronn-Schichten des tieferen Rupelium, Oberrheingraben und Mainzer Becken brachen damals gleich schnell ein. Während des Mittleren und Oberen Rupelium mit seinen ausgeprägten Meerestransgressionen, die vom Mainzer Becken aus in präoligozän angelegte Täler im damals mit seinen höchsten Erhebungen nur knapp über das Vorfluterniveau aufragenden Rheinischen Schiefergebirge vorstießen, wurden die Schichten sogar teilweise in größerer Mächtigkeit abgelagert als im benachbarten Zentralgraben (ANDERLE & HOTTENROTT 2011; GRIMM et al. 2011 b; SCHÄFER 2012). Erst ab dem ausgehenden Rupelium wird die Tendenz zur Änderung der Absenkung im Mainzer Becken und zentralen Oberrheingraben erkennbar, mit Beginn des oberoligozänen Chattium vor etwa 28 Mio. Jahren kamen im Grabenzentrum deutlich mächtigere Sedimente zur Ablagerung. Im Gegensatz dazu wurde das Mainzer Becken ab Mittelmiozän mit Ausnahme der südwestlichen Randbereiche, die im Pliozän durch die Herausbildung von Staffelbrüchen in die Absenkung des Zentralgrabens einbezogen wurden, angehoben.

Vom obersten Priabonium/frühem Rupelium bis zum beginnenden Miozän war der sich herausbildende Oberrheingraben einer WNW-ESE- bis W-E-gerichteten Zerrung (Extension) unterworfen. In dieser Subsidenzphase, die im Wesentlichen auf den nördlichen Abschnitt beschränkt war und in der womöglich auch ältere variskische Bruchsegmente in das neue Grabensystem integriert wurden, dominierten reine Abschiebungen, die an zahlreiche Staffelbrüche gebunden waren. Vom mittleren Aquitanium an bis heute entwickelte sich der Graben als Teil einer transkontinentalen Scherzone mit einer komplizierten Internstruktur weiter, im Eozän und frühen Oligozän entstandene Verwerfung wurden nach und nach reaktiviert. Dieses strike slip-System war mit steil stehenden Störungen verbunden, deren seismische Reflektoren in 15–16 km Tiefe in der mittleren Kruste enden (SCHWARZ & HENK 2005).

An der Scherzone steht einer tektonischen Dehnung von 4–5 km ein linksseitiger Versatz variskischer Strukturen von 30–35 km gegenüber (GEYER et al. 2011). Bei diesen alten Strukturen handelt es sich um NE- bis NNE-streichende Schwellenregionen wie z. B. die Pfälzer-Stockstädter Schwellenregion mit dem heutigen rudimentären Rest des Alzey-Niersteiner Horstes mit anstehendem Rotliegendem.

Die Richtung des sich zwischen Basel und Wiesbaden auf rd. 300 km Länge erstreckenden, bis zu 40 km breiten und z. T. fast 4.000 m tief eingebrochenen Oberrheingrabens ist Folge des auf die Erdkruste einwirkenden Spannungsfeldes, das durch den hauptsächlich SE-NW-gerichteten Vorschub des Alpenorogens auf die südwestdeutsche Großscholle entstanden ist. Durch Variabilität des Spannungsfeldes in Raum und Zeit änderte sich nicht nur der Charakter von Störungszonen und deren Orientierung, sondern auch die Hauptstreichrichtung des Oberrheingrabens

insgesamt. Im südlichen Abschnitt herrscht zunächst ein NNE-SSW-Verlauf vor, danach dominiert eine 30-40°-Richtung, weiter nördlich kommt eine NNW-SSE-Richtung hinzu, ab Bad Dürkheim gewinnt unter Einbeziehung des Mainzer Beckens ein NW-SE-Streichen die Oberhand. Dieser Teil des Oberrheingrabens wird Paragraben genannt, der sich über das Mittelrheintal bis in die Niederrheinische Bucht fortsetzt. Seine westliche Randverwerfung, die mit der südwestlichen Grenze des Mainzer Beckens identisch ist, kreuzt den Rhein bei Bingen. Die E-Grenze des Mainzer Beckens entspricht der in 10°-Richtung streichenden westlichen Randverwerfung des auch Orthograben genannten Zentralgrabens, der seine Fortsetzung in der Wetterau findet. Die sich im Untermiozän in eine Schar von Abschiebungen mit antithetisch verkippten Schollenstreifen auflösende westliche Randverwerfung des zentralen Oberrheingrabens (SCHARPFF 1977) trifft zwischen Bad Homburg v. d. H. und Bad Soden a. T. auf die SW-NE-orientierte Taunussüdrand-Verwerfung (FRANKE et al. 2001; KIRNBAUER 2008).

Die Aufspaltung des nördlichen Oberrheingrabens in einen NW-streichenden Paragraben und einen NNE-verlaufenden Orthograben mit jeweils durch Verwerfungen begrenzten schmalen Teilgräben wird einer Reaktivierung variskischer Strukturen im Bereich der jungpaläozoischen Saar-Saale-Senke zugeschrieben. Diese alten Strukturen beeinflussen erheblich auch die tertiäre Geschichte des Mainzer Beckens (GRIMM et al. 2011 b; SCHÄFER 2012) und sind maßgeblich für die Dominanz der NW- bis NNW- sowie WNW-verlaufenden Störungen und Klüfte in diesem Bereich. In Kombination mit der SW-NE-orientierten variskischen Schwächezone am Taunussüdrand sollen diese Verwerfungen die Ursache sein für die Reduzierung der oligozänen Füllung des Grabens an seinem N-Rand (SCHWARZ & HENK 2005).

Die zeitliche und räumliche Veränderung des tektonischen Spannungsfeldes wirkte sich auch auf den internen Baustil des Oberrheingrabens mit Auswirkungen auf das Grundwasserströmungsfeld und den Transport von Grundwasserinhaltsstoffen aus. Wie oben bereits erwähnt, entstanden zu Beginn der Grabenöffnung im Eozän überwiegend meist antithetisch verkippte Schollen mit relativ geringen Versatzbeträgen von wenigen Metern bis Zehnermetern und in selteneren Fällen > 100 m (GEYER et al. 2011). Ab Oligozän wurden die tektonischen Aktivitäten insgesamt intensiver, besonders im Pliozän und Quartär erfolgte ein starker Aufstieg der Grabenschultern in ihre heutigen Hochlagen. Die beiden Randverwerfungen können teilweise Versatzbeträge von bis zu 2.000 m haben (GEYER et al. 2011), bei Schollentreppen im Bereich parallel verlaufender Staffelbrüche können Verwerfungsbeträge von insgesamt mehr als 3.000 m erreicht werden, so z. B. an der Odenwald-Randstörung von fast 3.500 m. Der geänderte tektonische Stil äußert sich auch darin, dass Auf- und Abschiebungen nun an steilstehenden Bewegungsflächen erfolgten und wenige steil stehende Störungen an die Stelle des Kippschollenmosaiks traten (SCHARPFF 1977).

Der Oberrheingraben mit seinem durch sprunghafte Mächtigkeitsänderungen der tertiären und auch der quartären Schichtglieder dokumentiertem meist kleinzelligen Schollenmosaik ist nicht nur in S-N-Richtung asymmetrisch, er zeigt auch in W-E-Richtung eine strukturelle Asymmetrie. Im mittleren und nördlichen Bereich liegt die Achse stärkster Absenkung zwischen Karlsruhe/Heidelberg und Heppenheim/Bensheim unmittelbar vor der östlichen Grabenschulter, u. a. deutlich zu erkennen an einer treppenartigen Zunahme der Quartärmächtigkeiten von etwa 10 m vor dem E-Rand des Pfälzer Waldes und weniger als 200 m westlich von Ludwigshafen auf über 500 m im Raum Heidelberg am östlichen Grabenrand. Trotz der dadurch dokumentierten beträchtlichen Subsidenz des Heidelberger Beckens betragen in sei-

nem Zentrum die peistozänen Verwerfungsbeträge weniger als 1 m, während in westlicher Richtung zunehmend das gesamte Schichtenpaket davon betroffen ist (GABRIEL et al. 2013). Nördlich von Darmstadt rückt die Grabenachse zunehmend nach Westen und hat eine NW-SE-Ausrichtung.

Die nacholigozäne Aufwärtsbewegung des Mainzer Beckens insbesondere an seinem N-Rand sowie des Taunus und Hunsrücks ist in Verbindung mit der gegenläufigen Absenkung des nördlichen Zentralgrabens im Hinblick auf die Genese der Heißwasseraufstiege in Wiesbaden und in den Heilbädern am südlichen Taunusrand bis Bad Nauheim von besonderem Interesse. Die mit diesen tektonischen Vorgängen verbundene Reaktivierung von älteren Bruchzonen und die Schaffung neuer Störungen im Jungtertiär und Quartär begünstigen den Transport der stark mineralisierten heißen Wässer im Untergrund und ihren Aufstieg an die Erdoberfläche.

Seit dem Pliozän wurde der Taunus um etwa 300 m angehoben (LOGES et al. 2012) und mit ihm auch der N-Rand des Mainzer Beckens nach Ablagerung der *avernensis*-Schotter, zu erkennen am treppenartigen Ansteigen tertiärer Ablagerungen (SCHÄFER 2012). Ein größerer Teil des Hebungsbetrages entfällt auf das Quartär. So wurde u.a. der Alzey-Niersteiner Horst im Pleistozän um 180 m angehoben, was eine weitgehende Abtragung der tertiären Schichtglieder zur Folge hatte. Die bis in die Gegenwart anhaltende Hebung wird durch die 1974 beseitigte Nackenheimer Schwelle mit ihren vormaligen Stromschnellen dokumentiert (SCHMITT 1974). Dagegen ist im SE-Teil des Mainzer Beckens im ausgehenden Altpleistozän eine deutliche Subsidenz zu registrieren, die aus der Überlagerung älterer Terrassensedimente durch die Terrasse des jüngeren Elster-Komplexes abgeleitet wird (SCHÄFER 2012).

Eine starke Heraushebung des nördlichen Mainzer Beckens und des südlichen Taunus erfolgte nach der Ablagerung der jüngsten Hauptterrassenschotter des Rheins an der Grenze Alt-/Mittelpleistozän. Bezogen auf die paläomagnetische Matuyma-Brunhes-Grenze, die definitionsgemäß den Beginn des Mittelpleistozäns vor rd. 780.000 Jahren markiert (MEYER & STETS 1998), wurde in diesem Zeitraum der südliche Taunus bei Wiesbaden um 86 m gehoben und noch stärker das Mainzer Becken, an vorrangig NW-SE-streichenden Störungen kam es zu Versetzungen von bis zu 200 m (PLOSCHENZ 1994). Aus der Anhebung von 86 m in knapp 800.000 Jahren resultiert eine durchschnittliche Hebungsrate von 11 cm pro 1000 Jahren. Diese Größenordnung muss allerdings relativiert werden, denn 1953 wurden im Zusammenhang mit einer Erkundungsbohrung an der Großen Adlerquelle zwischen 4,1 und 4,3 m Tiefe Artefakten gefunden (MICHELS 1966), die aufgrund archäologischer Formenanalysen in das Gravettien, einem jüngeren Abschnitt des Paläolithikums, gestellt wurden (FLOSS 1991). Die zeitliche Einstufung dieser altsteinzeitlichen Werkzeuge in den Zeitraum 31.000–25.000 v. Chr. bedeutet, dass seit einigen Jahrzehntausenden die Heraushebung des Taunus nicht nur zum Stillstand, sondern es sogar zu einer wenn auch nur minimalen Absenkung gekommen ist.

Im Mainzer Becken, insbesondere in dessen W-Teil, herrscht insgesamt ein NW- bis NNW-dominiertes Störungsmuster vor (ANDERLE 2010; WAGNER 1924), das das rezente extensionale und für den Aufstieg heißer Mineralwässer im Raum Wiesbaden bedeutungsvolle Stressfeld widerspiegelt (WAGNER et al. 2005). An seinem E-Rand und am N-Ende des zentralen Oberrheingrabens kommen bis etwa Bad Homburg v. d. H. auch ENE- sowie NE-verlaufende tektonische Elemente hinzu (ANDERLE & KÜMMERLE 2009; KÜMMERLE & RADTKE 2007), weiter nach Nordosten treten mehr und mehr NNE-gerichtete Störungen in Erscheinung, die im

Raum Bad Nauheim dominieren und am E-Rand des Taunus in die NNW-Richtung umbiegen (KIRNBAUER 2008).

Durch die sich speziell am S-Rand des Taunus und ebenso im Mainzer Becken vergitternden Ab- und Aufschiebungen wird die SW-NE-streichende Taunussüdrand-Verwerfung, die in Wiesbaden unweit der heißen Quellen am Hang südlich der Parkstraße parallel zum Rambach verläuft, an zahlreichen Stellen deutlich versetzt. Beispielsweise ist eine junge, längs der Taunusstraße verlaufende querschlägige Verwerfung der Grund dafür, dass die Hauptverwerfung nach Nordwesten verspringt. An diesem Versatz steigen u.a. die Thermalwässer des Kochbrunnens und seiner Satelliten auf. Es sind vor allem diese jungen, spitzwinkelig auf die Taunussüdrand-Verwerfung zulaufenden tektonischen Elemente, die für eine tiefgreifende Zerrüttung des Gesteinsverbandes sorgen, wodurch ausgezeichnete Wander- und Aufstiegswege für das hochmineralisierte Tiefenwasser entstanden sind (GOLWER & STENGEL-RUTKOWSKI 2009).

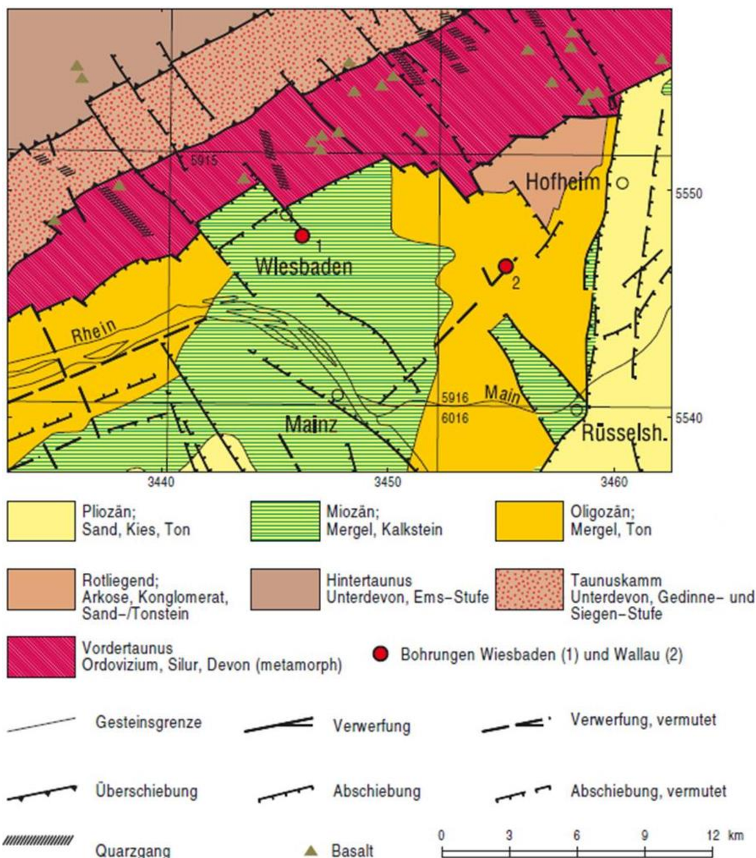


Abbildung 10: Bruchschollenfeld des östlichen Mainzer Beckens und des südlichen Taunus (aus ANDERLE 2010).

Die Taunussüdrand-Verwerfung ihrerseits gehört zu einem Bündel parallel dazu verlaufender Störungen, an denen der Serizitgneis oder andere Gesteine der Phyllitzone

treppenartig zum Oberrheingraben abgesunken sind. Zum Beispiel wird in Wiesbaden der Serizitgneis im Bereich der Saalgasse in 130 m ü. NN angetroffen, in der knapp 2 km südöstlich der Hauptverwerfung gelegenen, 1889/90 niedergebrachten Schlachthof-Bohrung bei 106 m u. NN, also 236 m tiefer (ANDERLE 2010; KÜMMERLE 2012).

Möglicherweise wegen einer tiefreichenden strukturellen Entkoppelung zwischen dem Rhenoherzynikum und der intramontanen spätvariskischen Saar-Saale Senke setzen sich in den Taunus hinein nur querschlägige, also NW- bis NNW-orientierte Störungen und Verwerfungen fort (Abb. 10) Dadurch wird der Gebirgskörper in mindestens 16 Hauptschollen zerlegt. Eine dieser Schollen ist der Wiesbaden-Diezer Graben, der sich aus dem Rhein-Main-Vorland durch den Taunus bis an die Lahn verfolgen lässt (ANDERLE 2010; ANDERLE & RADTKE 2001; KÜMMERLE 2012). In diesem Miozän-Graben, der von Oligozän-Hochschollen flankiert wird, liegt die Wiesbadener Innenstadt, an seinem SE-Rand die dortigen Mineral- und Thermalquellen. Weitere Strukturen südlich der Taunussüdrand-Verwerfung sind in SW-NE-Richtung u.a. der Hochheim-Hofheimer Horst als östlichster Teil des Mainzer Beckens und an den Wiesbaden-Diezer Graben nach Osten anschließend, der zum zentralen Oberrheingraben gehörende Hattersheimer Graben, der Höchst-Sulzbacher Horst und der Nidda-Graben bzw. Homburger Graben. Die Versatzhöhe an den die Gräben und Horste voneinander abgrenzenden Verwerfungen aus spät- bis posttertiärer Zeit beträgt vielfach mehr als 250 m (KÜMMERLE 1969; KÜMMERLE & RADTKE 2007).

Insgesamt kann zusammengefasst werden, dass der zentrale Oberrheingraben und ebenso das Mainzer Becken ein komplexes tektonisches Bruchschollensystem mit einer Vielzahl von Abschiebungen, Aufschiebungen, Blattverschiebungen, rotierten Blöcken und Störungen mit einer Unzahl von größeren und kleineren gut vernetzten Klüften darstellen. Dadurch können insbesondere spröde Festgesteine, deren primäre Porosität gegen Null geht, hervorragende Grundwasserleiter sein. Die Dominanz der NW- bis NNW-verlaufenden tektonischen Strukturen insbesondere im Mainzer Becken spiegelt sich auch in der rezenten und subrezenten Mineralisation der Klüfte und offenen Spalten wider (siehe 4.2), an die in Wiesbaden der Austritt der Thermalquellen gebunden ist. Hier sind die auf engem Raum austretenden Thermalquellen beträchtlich wärmer und insgesamt wesentlich ergiebiger als diejenigen insbesondere in Bad Homburg v. d. H. und in Bad Nauheim. Es kann nicht ausgeschlossen werden, dass die spätvariskische Vorgeschichte des Mainzer Beckens mit seinen jungtertiären und quartären Bruchstrukturen an seinem nördlichen Rand letztlich die Entstehung eines Strömungsfeldes in großer Tiefe begünstigt hat, an das die hiesigen Mineral- und Thermalquellen hydraulisch angeschlossen sind. Da auch am westlichen Rand des nördlichen Zentralgrabens (ältere) NNE-verlaufende Störungen von jüngeren NNW-orientierten tektonischen Strukturen geschnitten werden (GABRIEL et al. 2013), kommt dagegen der NNE-streichenden westlichen Randverwerfung des zentralen Oberrheingrabens offensichtlich nur eine minder bedeutsame „lenkende" geohydraulische Funktion zu.

3.4 Hydrogeologie

Mehrheitsmeinung der Geologen ist, dass das nicht der Verdunstung und dem Abfluss an der Erdoberfläche anheimfallende Niederschlagswasser versickert, dadurch das Tiefenwasser ergänzt und in den hydrologischen Kreislauf einbindet. Im Hinblick auf die Thematik dieses Beitrages müssen somit die hydrogeologischen Verhältnisse näher angesprochen werden.

Eine wesentliche Voraussetzung ist zunächst, dass die oberflächennahen Gesteine so beschaffen sind, dass eine Versickerung und Abwärtsbewegung des sog. meteorischen Wassers möglich ist. In den paläozoischen Mittelgebirgen Hunsrück und Taunus am N-Ende des Oberrheingrabens mit dem Taunusquarzit, an der W-Grenze des Mainzer Beckens im Alzeyer Hügelland und im Pfälzer Bergland mit Sandsteinen, Konglomeraten und Vulkaniten des Rotliegenden sowie auf den beiden Grabenschultern wie z. B. im Odenwald mit der Buntsandstein-Wechselfolge über Graniten und Gneisen stehen große Flächen für die Grundwasserneubildung zur Verfügung, auf Störungen kann das Wasser in große Tiefen absickern.

Das Wasser tritt überall dort in die tertiäre Grabenfüllung über, wo die Wasserwegsamkeit ausreichend groß ist, also in Lockergesteine wie Sande, Kiese und Konglomerate oder in Festgesteine wie gut geklüftete Sandsteine, die zusätzlich noch stärker porös sein können, und Kalksteine. Von den Grabenrändern tritt das meteorische Wasser bevorzugt in die überwiegend gut wasserwegsamen quartären Grundwasserleiter über, auch der obere Abschnitt des Pliozäns gilt als Grundwasserleiter, wenn auch in der Regel als weniger leistungsfähiger. Die miozänen und noch älteren tertiären Gesteine sind dagegen mit Ausnahme der z. T. verkarsteten Kalksteine der Mainz-Gruppe insgesamt als Gering- und Nichtleiter zu qualifizieren. Es kann auch zu Wasserübertritten in prätertiäre Gesteine kommen, wenn diese im Zusammenhang mit der Grabenbildung ein ausreichendes Kluftnetz ausgebildet haben. Ebenso kann Wasser auch auf Schichtgrenzen in die Grabenfüllung übertreten und weiterfließen. Da die Gesteine des tiefen Untergrundes vor dem Grabeneinbruch über lange geologische Zeiträume der Erosion ausgesetzt waren und es dadurch zur Ausbildung von Entspannungsklüften und zu Verwitterungsvorgängen an ihrer Oberfläche kam (GEYER et al. 2011), können sie in einem gewissen Maße zusätzlich auch Porengrundwasserleiter sein, in die das absickernde Wasser übertritt. Für den Grabenrand zwischen Karlruhe und Stockstadt liegt eine grobe Abschätzung der aus paläozoischen Festgesteinen in die quartäre Grabenfüllung übertretenden Wassermengen in einer Größenordnung zwischen 5 und 15 l/s pro Kilometer vor (zit. in CLAUSER & VILLINGER 1990). Welche Wassermengen in größeren Tiefen in die tertiären Sedimente übertreten, ist unbekannt. Zu beantworten ist auch nicht die Frage, ob meteorisches Wasser in nennenswertem Umfang die Wasservorräte im noch tieferen Untergrund, in dem die in Wiesbaden und an anderen Stellen am S-Rand des Taunus an die Oberfläche tretenden heißen Salzwässer zirkulieren, ergänzt oder ob der Staudruck des meteorischen Wassers groß genug ist, um Auswirkungen auf die Fluide in den ganz tiefen Grundwasserleitern zu haben.

Damit Wasser im Untergrund überhaupt fließen kann, müssen die Gesteine dessen Bewegung erlauben. Gute Grundwasserleiter sind sandige bis kiesige Lockergesteine mit ihren hydraulisch miteinander in Verbindung stehenden Poren, an zweiter Stelle zu nennen sind gut geklüfte Festgesteine wie insbesondere Sandsteine, Quarzite und Basalte oder verkarstete Kalksteine. Andere Festgesteine wie Granite und insbesondere Gneise gelten dagegen im Allgemeinen als Gering- oder sogar Nichtleiter, weil diese magmatischen bzw. metamorphen Gesteine primär nicht porös sind und Klüfte, auf denen sich Wasser bewegen kann, in der Regel nicht vernetzt und nicht klaffend sind. Es gibt aber auch Ausnahmen wie u. a. den harten Taunusquarzit, dessen Gesteinspermeabilität wegen fehlender primärer Porosität vernachlässigbar gering ist, dessen sog. Gebirgsdurchlässigkeit wegen hoher Kluftdichte aber sehr groß ist. In dem sonst so dichten Serizitgneis sind die Voraussetzungen für die Bildung eines dreidimensionalen Netzes von weitreichenden klaffenden Spalten, auf denen größere Wassermengen transportiert werden können, we-

gen seiner starken tektonischen Beanspruchung ebenfalls günstig (MICHELS 1961; STENGEL-RUTKOWSKI 2009). Er fungiert somit wie der Taunusquarzit als guter Aquifer, in dem die Fließwiderstände zusätzlich durch die hohe Mineralisation und Temperatur des zirkulierenden Wassers reduziert werden (CARLÉ 1975). Daher kann es kaum überraschen, dass der Austritt der Wiesbadener Mineral- und Thermalwässer an den Ausstrich dieses Metavulkanits gebunden ist. Weiter im Nordosten bei Kronthal bei Kronberg i. Ts. treten die heißen Wässer ebenfalls im Serizitgneis aus, in Bad Soden a. Ts. sind sie an die Lorsbacher und Eppsteiner Metapelite gebunden, in Bad Homburg v. d. H. an den Rossert-Metaandesit (CARLÉ 1975; GOLWER & STENGEL-RUTKOWSKI 2009; KIRCHBAUER 2008). Nur in Bad Nauheim steigen die hochmineralisierten Tiefenwässer im Taunusquarzit oder in mitteldevonischen Kalksteinen auf (KÜMMERLE 1976; SCHARPFF 1976). Trotz zahlreicher Bohrungen in diesem Gebiet ist unbekannt, ob und in welcher Tiefe vordevonische Gesteine anzutreffen und wie sie petrologisch beschaffen sind.

MICHELS (1964) prognostizierte seinerzeit Thermalwasseraustritte auch weit außerhalb der Innenstadt von Wiesbaden, wenn im Bereich des Serizitgneises nur tief genug gebohrt würde und bezog sich damit auf Funde von fossilen Quellsintern bei Wiesbaden-Naurod und somit in NE-Verlängerung der von ihm angenommenen „Quellenhauptspalte". Bei im Januar 1905 vorgenommenen Reparaturarbeiten an der 1889/90 niedergebrachten Schlachthof-Bohrung wurden in 230 m Tiefe und somit im Bereich des von Tertiär überlagerten Serizitgneises Wassertemperaturen von 21–23° C gemessen (ANDERLE 2010). Somit ist mehr als 1 km südöstlich der Randverwerfung und etwa 1,7 km vom Kochbrunnen entfernt noch thermaler Einfluss nachzuweisen.

Bevor das heiße Tiefenwasser im Serizitgneis am Taunussüdrand aufsteigen kann, muss es mit seinen Inhaltsstoffen zu den Störungen und Verwerfungen, die mit der Geländeoberfläche in Verbindung stehen, transportiert werden. Da in den tertiären Formationen Lithologie und Fazies kleinräumig wechseln, ist davon auszugehen, dass in den liegenden Festgesteinen die Verhältnisse dafür günstiger sind. Die Ergebnisse aus über 400 Pumpversuchen im baden-württembergischen und französischen Teil des Oberrheingrabens sprechen dafür, dass die Grabenbildung zu einer verstärkten Klüftung insbesondere des granitischen Grundgebirges auch in großer Tiefe geführt hat. STOBER & JODOCY (2009) geben für das kristalline Grundgebirge insgesamt eine mittlere Gebirgsdurchlässigkeit von $2{,}1 \cdot 10^{-7}$ m/s an, bezogen auf den Granit eine solche von $9{,}6 \cdot 10^{-7}$ m/s. Maximalwerte von bis zu $8{,}7 \cdot 10^{-5}$ m/s weisen auf z. T. unerwartet hohe hydraulische Durchlässigkeiten hin. Aufgrund der speziellen tektonischen Situation wird sie wesentlich höher eingeschätzt als im Umfeld der von 1887 bis 1989 abgeteuften vollständig gekernten Vorbohrung der Kontinentalen Tiefbohrung (KTB) bei Windischeschenbach nördlich Weiden in der Oberpfalz, für die in 4 km Tiefe im Gneis im Rahmen eines Pumpversuchs eine Durchlässigkeit von $4{,}07 \cdot 10^{-8}$ m/s und eine nutzbare Porosität von 0,6 bis 0,7 % ermittelt wurden (STOBER & BUCHER 2005). Diese Größenordnungen entsprechen lediglich einem Geringleiter, überraschend war aber, dass entgegen bisherigen Vorstellungen in dieser Tiefe und in der Tiefe der zwischen 1990 und 1994 bis auf 9.101 m abgeteuften Hauptbohrung miteinander vernetzte offene Klüfte vorgefunden wurden, in denen stark mineralisiertes Thermalwasser zirkuliert. Man geht daher davon aus, dass erst der Grenzbereich spröde/duktile (plastische) Kruste, der in etwa 12.000 m Tiefe vermutet wird, die Basis dieses Salzwasser-Aquifers ist. Auch im Rahmen der im Jahr 2011 in Groß-Umstadt, OT. Heubach, durchgeführten 900 m tiefen Geothermie-Bohrung wurde die neue Erfahrung gemacht, dass in den hier unter Rotliegen-

den anstehenden Gneisen und Graniten Klüfte auch in großer Tiefe bis zu 2,5 cm weit geöffnet sind und daher Wasser führen (FRITSCHE, pers. Mitt. 2012; FRITSCHE et al. 2012). Die Durchlässigkeiten in einer Größenordnung von 10^{-7} m/s sind zwar insgesamt gering, aber immer noch eine Größenordnung besser als im Falle der KTB in der Oberpfalz.

Die unterirdische Wasserbewegung auf Klüften und Störungen beruht weitestgehend auf Konvektion, der Motor ist der hydrostatische Druck der auflastenden Wassersäule, der durch sich abwärts bewegendes meteorisches Wasser entsteht. Es kann nicht ausgeschlossen werden, dass Dichteströmungen, die entweder aus einer hohen Mineralisation (gravitatives Absinken von stark salzhaltigem Wasser; bei 25° C und einem NaCl-Gehalt von 36 g/l im Wasser beträgt dessen Dichte 1,024 g/cm^3) und/oder hohen Temperaturen des Wassers (Erleichterung des Aufstiegs wegen des geringeren Gewichtes der Wassersäule) resultieren können, auch eine Rolle spielen. Höhere Kohlendioxid-Gehalte im Wasser können ebenfalls den Aufstieg durch Gaslift begünstigen (CHELIUS 1904; CARLÉ 1975; MICHELS 1961, 1964; GOLWER & STENGEL-RUTKOWSKI 2009). NÖRING (1971) betrachtet jedoch zumindest im Hinblick auf die Wiesbadener Quellen einen solchen Gaslift durch gasförmiges CO_2 skeptisch. Weiterhin haben die Ergebnisse einer numerischen Modellierung im Bereich der westlichen Grabenrandverwerfung bei Rüsselsheim, wo im Grundwasser in 180 m Tiefe NaCl-Konzentrationen von knapp 10 g/l gemessen wurden, gezeigt, dass hochkonzentrierte Salzlösungen selbst dickere Tonlagen zwischen pleistozänen Grundwasserleitern durchdringen können (SCHMITT 1992). Während SCHMITT (1992) dennoch einen nennenswerter Beitrag der Diffusion beim Transport von Grundwasserinhaltsstoffen ausschließt, wird in der amerikanischen Fachliteratur (FRAPE et al. 2004; KHARAKA & HANOR 2004) ihre Bedeutung höher eingeschätzt.

Werden die tiefen Grundwasserleiter von gering (Permeabilität zwischen $1 \cdot 10^{-5}$ und $1 \cdot 10^{-10}$ m/s) oder nicht wasserleitenden Gesteinen (Permeabilität $< 1 \cdot 10^{-10}$ m/s) überdeckt, ist das Wasser gespannt oder zumindest halbgespannt, da die Grundwasserneubildungsgebiete mehrere 100 bis z. T. > 1.000 m über die Oberrheinebene aufragen und daher eine entsprechende potenzielle Energie vorhanden ist. Mit Ausnahme der oberpliozänen und insbesondere pleistozänen Grabenfüllung, die weitgehend aus Sanden und Kiesen besteht und daher von allen Rheinanliegerstaaten genutzte große Grundwasservorräte beinhaltet, und der z. T. verkarsteten Karbonatgesteine der Mainz-Gruppe sind im Oberrheingraben und im Mainzer Becken die älteren Schichten weit überwiegend feinkörnig (Tone, Silte, Mergel). Sie sind im Hinblick auf die Gesteinsdurchlässigkeit als schlechte Grundwasserleiter oder sogar als Nichtleiter zu bewerten, das Grundwasser in durchlässigeren Schichten steht daher unter Spannung. Da das tertiäre Schichtenpaket aber lithologisch sehr heterogen ist und der Schichtenverband zudem in z. T. kleinräumige Schollen zerlegt wurde (siehe 3.3), kann gespanntes Tiefenwasser bei Druckentlastung auf Störungen oder im Bereich alter Zirkulationswege wie z. B. hydrothermaler Gänge (STOBER 1996; STOBER & BUCHER 1999 a, b, 2005; SCHWILLE 1953) auch aus großer Tiefe ggf. bis zur Geländeoberfläche aufsteigen. Nur bei offenen Klüften und Störungen mit Verbindung zur Geländeoberfläche kann der Aufstieg so schnell erfolgen, dass das Wasser seine primären physikalischen Eigenschaften wie insbesondere Temperatur und chemische Signatur weitgehend behält (wegen des abnehmenden Drucks aber Ausfällung von Karbonaten!), andernfalls kommt es zu einer stärkeren Vermischung mit oberflächennahem Grundwasser mit anderen Eigenschaften. Die rezenten tektonischen Aktivitäten, die sowohl ältere Störungssysteme als Aufstiegswege reaktivieren – z. B. durch Aufbrechen plombierender Sinterbildungen auf Klüften – als auch neue

schaffen, begünstigen den Aufstieg von Tiefenwässern. Erreicht aufgestiegenes Wasser nicht die Erdoberfläche, kann es in höheren Grundwasserleitern lateral weiter strömen. In höheren Grundwasserleitern wird auch dann gespanntes Grundwasser angetroffen, wenn aus irgendwelchen Gründen Zirkulationssysteme nicht in große Tiefen reichen. Bei einer verunglückten Erdwärmebohrung in Wiesbaden im November 2009 wurde am N-Rand des Mainzer Beckens im Tertiär in 130 m Tiefe unerwartet gespanntes kaltes Grundwasser angetroffen, die darauf nicht vorbereitete Bohrmannschaft hatte große Mühe, das Bohrloch abzudichten.

Im Zentralgraben wurden in allen Schichten der tertiären Grabenfüllung sowie in deren Liegendem in entsprechend tiefen Bohrungen Salzwässer nachgewiesen (siehe 5.1). Selbst in Süßwasser-faziellen Tertiärschichten ist Salzwasser eingeschlossen, das entweder aus liegenden salinaren Schichten bei der Diagenese nach oben ausgepresst wurde oder über Störungen aus höheren Horizonten zuläuft oder aus tieferen Lagen aufsteigt, ebenso sind Dichteströmungen möglich (CARLÉ 1977). Im Mainzer Becken verhindert das „Mergeltertiär“ im Hangenden des Rotliegenden weitgehend, dass versalzene Tiefenwässer in die jüngeren Karbonatgesteine aufsteigen (SCHWILLE 1953).

Mehrere Gründe sprechen dafür, dass versalzene Tiefenwässer eher an den Grabenrändern als im zentralen Bereich aufsteigen, und zwar wegen der in der Regel ungleich größeren Mächtigkeiten der Tertiärschichten am östlichen Rand des Zentralgrabens (CLAUSER & VILLINGER 1990) eher an seinem W-Rand. Da die steil einfallenden Grabenrandverwerfungen in manchen Bereichen in Verbindung mit der sie grabeneinwärts begleitenden Schollentreppe Sprunghöhen von mehreren 1000 m aufweisen, werden selbst mächtige Ton(stein)- oder Mergel(stein)-Pakete an ihnen so stark versetzt, dass sie an wasserleitende Gesteine angrenzen und ein sog. hydraulisches Fenster entsteht. Weiterhin kamen im Bereich der Grabenränder in allen Formationen des Tertiärs vorwiegend siliziklastische Gesteine, also Sande und Kiese bis hin zu Blockschutt sowie Sandsteine, zur Ablagerung und teilweise auch Kalk- oder Kalkmergelsteine, so dass wegen der geringeren Fließwiderstände für das Wasser ein wirksamer Staueffekt nicht mehr gegeben ist. Auf der anderen Seite besteht im Grabeninnern ein kleinräumiges Kippschollenmosaik mit in der Regel relativ geringen Verwerfungsbeträgen von wenigen Metern bis 100 m zwischen den Schollen, so dass mächtigere Gering- oder Nichtleiter nicht ihre Staufunktion verlieren. Zudem wirkt sich auch aus, dass im Grabenzentrum eher als an den Rändern bevorzugt wasserstauende Sedimente in großer Mächtigkeit abgelagert wurden. Das Vorkommen zahlreicher Salzwasseraufstiege an den Grabenrändern wie z. B. die Odenwald-Quelle in Heppenheim oder die Basinus-Quelle in Bensheim-Auerbach am E-Rand des nördlichen Oberrheingrabens oder an der westlichen Randverwerfung zwischen Oppenheim und Rüsselsheim und bei Bad Weilbach (BÖKE & DIEDERICH 1977; CARLÉ 1958, 1975; GOLWER & STENGEL-RUTKOWSKI 2009; SANDBERGER 1851; SCHMITT 1992; SCHMITT & THEWS 1974; SCHWILLE 1953; TANGERMANN 1988; THEWS 1969; WAGNER 1968) bestätigt diese Auffassung. Der Süß-/Salzwasserspiegel taucht von der westlichen Randspalte, wo er sich wie z. B. in einem 9 m tiefen Brunnen bei Gut Hohenau (auf der rechten Rheinseite gegenüber Nackenheim) als Na-Mg-Ca-Cl-Mineralwasser mit einem Lösungsinhalt von 6,7 g/l dokumentiert (CARLÉ 1975), nach Osten ab und liegt nach wenigen Kilometern in einer Tiefe von 300 m, also bereits innerhalb pliozäner Schichten (BÖKE & DIEDERICH 1977; SCHMITT 1974; SCHMITT & THEWS 1974). Am E-Rand des Mainzer Beckens sind die Verhältnisse vergleichbar, denn nur in der Nähe der westlichen Grabenrandverwerfung steigen auf parallel verlaufenden Störungen salzhaltige Wässer auf wie z. B. in der

Sirona-Quelle in Nierstein mit einer geringen NaCl-Konzentration von 677 mg/l (CARLÉ 1975). In größerer Entfernung davon ändert sich der Wasserchemismus grundlegend, das Mainzer Becken erweist sich tektonisch begründet somit als eine hydrochemische „Insel“ (HÖLTING 1969 b). Da dieses oberflächennahe Salzwasser, das im Hessischen Ried großflächig mittels aeroelektromagnetischer und gleichstromelektrischer Verfahren erkundet wurde (SIEMON et al. 2001), Kontakt hatte mit Anhydrit- oder Gips-führenden mergeligen Schichten des Tertiärs und/oder mit darin enthaltenen oxidierten Sulfiden, sind seine SO_4-Gehalte mehr oder weniger hoch (SCHMITT 1974). Diese an den Randverwerfungen aufsteigenden Salzwässer weisen in der Mehrzahl auch keine erhöhten Temperaturen auf, die z.B. nach SCHMITT (1992) an der westlichen Randverwerfung südlich von Rüsselsheim in rd. 200 m Tiefe nur 12–14° C betragen. Auch dadurch unterscheiden sich diese Randspalten-Salzwässer von versalzenen Tiefenwässern, die im Zusammenhang mit Explorationsbohrungen auf Erdöl und -gas angetroffen wurden. Als Beispiel dafür soll die am westlichen Ortsrand von Lampertheim-Rosengarten im Hessischen Ried niedergebrachte Tiefbohrung Worms I dienen, in 170 m Tiefe wurden 82,7° C gemessen und in der Endtiefe 2.280 m im Oberen Rupelium (*Meletta*-Schichten) 116° C (SCHARPFF 1977). In dieser Tiefe wurde eine hochkonzentrierte Sole mit 157,9 g/l Gesamtlösungsinhalt angetroffen (CARLÉ 1975). Eine wässrige Lösung ist per Definition eine Sole, wenn sie mindestens 14 g gelöste Stoffe in einem Liter Wasser enthält. Nicht nur die an den Randverwerfungen auftretenden Salzwässer, sondern auch die durch Tiefbohrungen im Tertiär erschlossenen hochtemperierten Tiefenwässer unterscheiden sich im Hinblick auf ihren Chemismus beträchtlich von den am Taunussüdrand frei austretenden Mineral- und Thermalwässern.

Der Aufstieg dieser hochmineralisierten Thermalwässer wird nicht nur dadurch begünstigt, dass die Taunussüdrand-Verwerfung und die parallel dazu verlaufenden Staffelbrüche offenbar bis in große Tiefen reichen (KLÜGEL 1997). Ganz wesentlich ist auch, dass die Metasedimente und -vulkanite der vordevonischen Pyllitzone, deren Gesteinsdurchlässigkeit für Wasser vernachlässigbar gering ist, wegen ihrer extrem starken tektonischen Beanspruchung an der Kollisionsnaht zwischen Rhenoherzynikum und Saxothuringikum mit einem engen Gitter von Klüften und Störungen offenbar eine große Gebirgsdurchlässigkeit aufweisen. Diese scheint dort am ausgeprägtesten zu sein, wo der Serizitgneis quarzdurchtrümert ist oder in Verbindung mit Quarzgängen (MICHELS 1964, 1966). Da die Wasserdurchlässigkeit der vordevonischen Gesteine der Phyllitzone um Größenordnungen größer ist als die der unmittelbar nordwestlich anschließenden unterdevonischen Bunten Schiefer, kommt letzteren die Funktion einer hydraulischen Barriere zu. Die südlich davon auf Störungen gesammelten und gebündelten Tiefenwässer und oberflächennahes Grundwasser werden zum Aufstieg gezwungen. Da am S-Rand des Taunus auf rd. 80 km Luftlinien-Entfernung die Anzahl der Thermalquellen überschaubar ist, muss davon ausgegangen werden, dass günstige hydrogeologische Voraussetzungen für den Aufstieg von Heißwässern nur an wenigen Stellen gegeben sind.

Im Gegensatz zu der früheren Auffassung einer durchgehenden „Quellenspalte“ in Wiesbaden, die von der SW-NE-streichenden Taunussüdrand-Verwerfung in 35° NE-Richtung abspaltet (SANDBERGER 1860; LEPPLA & STEUER 1923; MICHELS 1926, 1951, 1954, 1961, 1964, 1966; CARLÉ 1958, 1975; STENGEL-RUTKOWSKI 2009), wurde inzwischen nachgewiesen, dass steile NNW- bis NW- und untergeordnet auch ENE-streichende scharige Fiederspalten im Wesentlichen die eigentlichen Quellenspalten sind (WAGNER et. al. 2005; KIRNBAUER 1997, 2007, 2008). Diese kommunizieren hydraulisch miteinander, wie 1965 erfolgte Pumpversuche an der Koch-

brunnen-Bohrung, die eine Absenkung des Wasserspiegels in der benachbarten Salmquelle und in den beiden Adlerquellen zur Folge hatten (MICHELS 1966; LOGES et al. 2012), oder in den 1980-er Jahren Wasserhaltungsmaßnahmen einer Baugrube in der Nachbarschaft gezeigt haben.

Im Bereich der Taunussüdrand-Verwerfung kommt es an vielen Stellen dort, wo sie durch die junge querschlägige Kluftschar geschnitten und versetzt wird, zu Quellaustritten. Daher nennt sie u.a. CARLÉ (1975: 204) eine „Quellenlinie erster Ordnung“, an der zwischen Bad Nauheim im Nordosten und Assmannshausen im Südwesten z. T. auch heute noch berühmte und gern besuchte Heilquellen wie insbesondere in Bad Nauheim und Bad Homburg v. d. H. aneinander gereiht sind. Da diese Randverwerfung eine Störungszone mit parallel verlaufenden Abschiebungen ist, kommt es auch auch südlich und nördlich davon zu Quellaustritten, und zwar nicht nur in den Metavulkaniten der Phyllitzone, sondern auch in den überlagernden untermiozänen Deckschichten.

In lithologisch und tektonisch einigermaßen homogen aufgebauten sedimentären Becken sprechen Felderfahrungen dafür, dass Sole oder stark versalzene Wässer mehrere 100 km weit transportiert werden können (KHARAKA & HANOR 2004). Im südlichen Oberrheingraben werden im Grundwasser der pleistozänen sandig-kiesigen Sedimente Salzwasserfahnen nachgewiesen, die auf die Ablaugung ungesicherter, mittlerweile abgetragener Abraumhalden wie z. B. des ehemaligen „Monte Kalino“ bei Buggingen durch Niederschlagswasser zurückgehen (MAYER 2008). Auf französischer Seite enden gegenwärtig zwei bei Mulhouse ausgehende Salzwasserfahnen, die am Ursprungsort Cl-Gehalte von > 50 g/l aufweisen, nördlich von Sélestat, sie haben somit immerhin eine Länge von mindestens 50 km. Auf badischer Seite, wo weniger Kalisalz als im Elsass abgebaut wurde und somit weniger Abraum anfiel, reicht die Grundwasserkontamination zwar weniger weit nach Norden, dennoch entstanden Probleme für die Trinkwasserversorgung von Breisach. Dagegen werden die tertiären Ablagerungen im Oberrheingraben mit ihrem z. T. kleinräumigen Wechsel von mehr oder weniger permeablen zu impermeablen Abschnitten und die sehr komplexe Bruchschollentektonik dieser Riftstruktur derart bewertet, dass ein von STENGEL-RUTKOWSKI (2009) angenommener Ferntransport der Sole von weit südlich gelegenen Salzlagerstätten oder von Südwesten aus der Gegend von Bad Kreuznach nach Nordosten (WAGNER 1968) in Richtung Taunussüdrand über größere Entfernungen eher skeptisch gesehen wird. Am wahrscheinlichsten ist ein Transport über nennenswerte Distanzen im Liegenden der tertiären Grabenfüllung, insbesondere im kristallinen Grundgebirge des Oberrheingrabens, das wegen seiner Sprödigkeit auf tektonische Beanspruchung mit Bruch reagiert. Ihm sind somit eher Aquifereigenschaften zuzusprechen als den überlagernden Rotliegend-Gesteinen, die wegen ihrer vornehmlich lagigen Textur Spannungen eher bruchfrei aufzunehmen vermögen. Aus diesem Grund nahm bereits STENGEL-RUTKOWSKI (2009) ausgeprägte, gut wasserdurchlässige Störungszonen an. Fakt ist jedenfalls, dass in der Riftstruktur des Oberrheingrabens speziell in dessen W-Hälfte eine offenbar von Süden nach Norden gerichtete Tiefenzirkulation existiert (CLAUSER & VILLINGER 1990), die aus dem Verlauf von tief reichende Störungen abbildenden geothermalen Anomalien im Muster des mittleren Wärmeflusses an der Grenze Kristallin/Deckgebirge abzuleiten ist (ARNDT & BÄR 2011; ARNDT et al. 2011; BÄR et al. 2011; CLAUSER & VILLINGER 1990; MÜNCH et al. 2005; PRIBNOW & SCHELLSCHMIDT 2000; siehe 5.2). Mittels numerischer Strömungs- und Wärmetransportmodelle wurde für die vertikale Wasserzirkulation im Kristallin des Oberrheingrabens eine Darcy-

Geschwindigkeit (auch Filtergeschwindigkeit oder spez. Durchfluss genannt) von 10–30 mm/a ermittelt (PRIBNOW & SCHELLSCHMIDT 2000).

Da die Taunussüdrand-Verwerfung durch zahlreiche querschlägige NW- bis NNW-streichende Verwerfungen versetzt wird (siehe 3.3), fällt es schwer, der auf hydrochemischen Kriterien beruhenden Auffassung insbesondere von HÖLTING (1977) zu folgen, dass die von Süden her kommend angenommenen thermalen Salzwässer bei Bad Homburg v. d. H. aufsteigen und entlang dieser Störungszone sowohl nach Nordosten in Richtung Bad Nauheim als auch nach Südwesten über Wiesbaden bis Assmannshausen weiterwandern, sich auf diesem Weg mit oberflächennahem Grundwasser mischen und dadurch abkühlen. Dafür scheint zu sprechen, dass die Wiesbadener Thermalwässer weniger stark mineralisiert sind als diejenigen von Kronthal, Bad Homburg v. d. H. oder Bad Nauheim weiter im Nordosten (CARLÉ 1975), dagegen spricht aber ganz wesentlich, dass die Wiesbadener Mineralquellen mit fast 70° C sehr viel heißer sind, außerdem sind sie ergiebiger. Aus den Ergebnissen eines wesentliche Teile des Rheinischen Schiefergebirges abdeckenden numerischen Strömungsmodells wurde zudem abgeleitet, dass das Tiefenwasser im altpaläozoischen Sockel des Gebirges Teil des hydrologischen Kreislaufs ist und die vom Relief und der Fläche des Grundwasserneubildungsgebietes vorgegebenen Zirkulationszellen maximal nur wenige 10 km in der Breite sein können (MAY et al. 1996). Die Lage der Austrittsstellen in den Tallagen der vielen aus dem Taunus kommenden und den Verlauf der querschlägigen Verwerfungen häufig nachzeichnenden oberirdischen Gewässer und somit an möglichst tiefen Stellen begünstigt den Wasseraufstieg, weil der als geohydraulischer Motor wirkende Höhenunterschied zwischen Grundwasserneubildungsgebiet und Austrittsniveau hier am größten ist. Die Existenz zahlreicher aus dem Taunus kommender Gewässer in dessen südlichem Vorland spricht somit ebenfalls gegen eine viele Zehnerkilometer umfassende Langstreckenwanderung der Salzwässer entlang der Taunussüdrand-Störung (MAY et al. 1996).

Im kleinen Maßstab wie z. B. im Falle der wie auf einer Schnur in SW-NE-Richtung aufgereihten Wiesbadener Primärquellen ist deren Austritt ebenfalls an Tallagen am Fuße von Anhöhen (und an hydrogeologisch günstige Voraussetzungen) gebunden und somit geohydraulisch bedingt, die von älteren Autoren (zuletzt STENGEL-RUTKOWSKI 2009) immer wieder angesprochene sog. „Quellenspalte“ ist somit keine tektonische Linie.

Je weiter die Zirkulationssysteme in die Tiefe reichen, desto kleiner wird der hydraulische Gradient mit der Folge immer längerer Verweilzeiten im Untergrund, die zwischen mehreren Jahrzehnten bis zu mehreren Jahrzehntausenden betragen können. Im Falle der im Buntsandstein im Raum Soultz-sous-Forêts nachgewiesenen hochsalinaren Wässer werden sogar Residenzzeiten von über 100.000 Jahren vermutet (AQUILINA et al. 2000), diese Größenordnung leitet sich aus einem entsprechenden $^{36}Cl/^{35}Cl$-Verhältnis ab. Dagegen wird vermutet, dass sich der Wasseraufstieg an die Geländeoberfläche eher in Monaten bis zu einem Jahr abspielt (KIRNBAUER 2007; LOGES et al. 2012). Bei in Quellen frei austretenden Wässern sind die Verweilzeiten im Speicher kürzer als im Falle von durch tiefe Bohrungen erschlossenen Wässern, die fast stagnieren und nur extrem wenig am hydrologischen Kreislauf teilnehmen, dafür aber wegen der langen Kontaktzeiten mit dem Gestein, das von ihnen gelöst wird, meist stärker mineralisiert sind.

Im Falle der Wiesbadener Mineral- und Thermalquellen sind die Verweilzeiten des hier an der Erdoberfläche austretenden Wassers völlig unbekannt. Die von STENGEL-RUTKOWSKI (2009) vermutete Laufzeit des Salzwassers im Untergrund von rd.

25.000 Jahren zwischen der von ihm angenommenen Versickerung von Niederschlagswasser im südlichen Oberrheingraben und Wiederaustritt im Kochbrunnen beruht wohl auf einem Versehen, denn die von ihm zitierte Literaturstelle bezieht sich auf einen Standort im mittelhessischen Lahn-Dill-Kreis mit völlig anderen hydrogeologischen Bedingungen als im Oberrheingraben bzw. dem Mainzer Becken. Temperaturen bis fast 70° C, die starke Mineralisation und CO_2-Gehalte des Wassers, die auffällig höher sind als bei oberflächennahem Grundwasser, sprechen aber für längere Verweilzeiten.

Dagegen sind die Verweilzeiten in oberflächennahen Grundwasserleitern vergleichsweise gering, daher spiegelt sich im „normalen“ Grundwasser die mittlere Jahrestemperatur, die in unserer Gegend 9–10° C beträgt, wider und das geochemische Inventar kann problemlos dem jeweiligen Grundwasserleiter bzw. -speicher zugeordnet werden. Anthropogen nicht beeinflusstes oberflächennahes Grundwasser ist pH-neutral und gehört hydrochemisch dem erdalkalisch-karbonatischem Typ an, bei den Kationen dominieren somit Calcium und Magnesium, bei den Anionen Hydrogenkarbonat. Handelt es sich um siliziklastische Grundwasserleiter, ist der Gesamtlösungsinhalt gering, bei Mergel- und Kalksteinen kann er wesentlich höher sein. Bei Gips- oder Anhydriteinlagerungen im Sediment kann das Grundwasser auch einen beträchtlichen Sulfat-Anteil aufweisen wie z.B. im geringmächtigen oberen (pleistozänen und tertiären) Grundwasserstockwerk des Mainzer Beckens (HÖLTING 1969 b; SCHWILLE 1953). Ist im Grundwasser wenig Sauerstoff gelöst, bleiben Metallverbindungen wie z.B. Eisen und Mangan in Lösung, andernfalls fallen sie als Oxide oder Hydroxide aus. Sind im Grundwasserleiter reichlich Kationenaustauscher vorhanden wie insbesondere Feldspäte oder Tonmineralien, werden Erdalkalien gegen Alkalien ersetzt, es entstehen insbesondere $NaHCO_3$-Wässer. Diese werden z.B. großflächig in mittleren Tiefen des Mainzer Beckens im Rotliegenden unter der wasserstauenden tertiären Auflage (HÖLTING 1969 b; SCHWILLE 1953) oder im Bereich von Bad Weilbach (THEWS 1970) nachgewiesen. Die $NaHCO_3$-Wässer im Rotliegenden des Mainzer Beckens werden mit einer vorausgegangenen Aktivierung der Austauscher durch Meerwasser während der Rupeltransgressionen erklärt (SCHWILLE 1953).

4 Beschaffenheit der Mineral- und Thermalwässer sowie der Sinterbildungen in Wiesbaden

Die in Wiesbaden und andernorts im Bereich der Taunussüdrand-Verwerfung aufsteigenden Mineral- und Thermalwässer standen bzw. stehen wegen sehr geringer Fließgeschwindigkeiten im Untergrund lange mit den jeweiligen Speicher- und Leitergesteinen in Kontakt. Dadurch und begünstigt durch die hohen Temperaturen wurden wesentlich umfangreicher als bei „normalem“ Grundwasser Mineralien aus dem umgebenden Gebirge herauslöst, die in den hydrochemischen Analysen von Fachleuten im Hinblick auf die Genese der Wässer deutbare Signaturen hinterlassen. Man muss sich aber bewusst sein, dass es beim Aufstieg des geogen stark mineralisierten Tiefenwassers an die Geländeoberfläche wegen des geringer werdenden Drucks und abnehmender Temperatur zu einem Entweichen gasförmiger Stoffe und zu einer Veränderung des Kalk-Kohlensäure-Gleichgewichts kommt. Dadurch und unter dem Einfluss des Luftsauerstoffs scheiden sich Mineralien aus, der ursprüngliche Lösungsinhalt hat sich im Hinblick auf Konzentration und z. T. auch geohydrochemisches Muster verändert. Die Ausscheidungen von Mineralien auf Kluftflächen und Störungen sowie direkt am Quellort und seiner unmittelbaren Umgebung nennt man Sinter. In Wiesbaden und andernorts am S-Rand des Taunus

lässt sich aus der chemischen Zusammensetzung und Struktur der Sinterbildungen eine rezente und fossile hydrothermale Paragenese ableiten, die u. a. auch Aussagen über das Alter der Quellaustritte und ebenso über eine Veränderung des Chemismus der Quellwässer über die Zeit zulässt.

4.1 Hydrochemie

Die Ergebnisse der im Jahr 1849 stattgefundenen ersten Vollanalyse des Kochbrunnenwassers und -sinters wurden von Prof. Carl Remigius Fresenius, der ein Jahr zuvor in Wiesbaden das heutige bekannte Institut FRESENIUS gründete, in Band 6 der „Jahrbücher des Vereins für Naturkunde im Herzogthum Nassau" veröffentlicht (FRESENIUS 1850). Die Ermittlung der physikalischen und chemischen Standardkennwerte des Wassers des Kochbrunnens und anderer Primär- und Sekundärquellen wurde von ihm selbst und seinen Nachfolgern bis in die jüngste Vergangenheit fortgeführt (u. a. H. FRESENIUS 1886; R. FRESENIUS 1886, 1890; FRESENIUS & FRESENIUS 1897, 1936; FRESENIUS 1954; FRESENIUS et al. 1978). Die Befunde sagen aus, dass sowohl die Schüttung als auch die Wasserbeschaffenheit der großen Primärquellen erstaunlich wenig schwanken und auf eine längere Verweilzeit der Wässer im Untergrund hindeuten.

Schon von Anfang an wurden nicht nur die sog. Hauptinhaltsstoffe wie insbesondere die Kationen Natrium, Kalium, Calcium oder Magnesium und die Anionen Sulfat, Chlorid, Hydrogenkarbonat und Nitrat und außerdem pH-Wert, Sauerstoff- und Kohlendioxid-Gehalte untersucht, es wurden auch immer wieder Schwermetalle und andere, z. T. toxische Spurenelemente wie z. B. Arsen analysiert (Abb. 11) und ebenso radioaktive Substanzen wie Argon und Radon (CARLÉ 1975; HEINRICH 1905; HINTZ & GRÜNHUT 1907; HÖLTING 1982; KUSSMAUL & FRESENIUS 1990; MITTELBACH 2008; FRESENIUS & SCHNEIDER 1962; WAGNER et al. 2005). In Spuren fand man gelegentlich Schwefelwasserstoff, der mit der Zersetzung des hydrothermal in den Sinterbildungen abgesetzten FeS_2 (Pyrit, Markasit) in Verbindung gebracht wurde.

Werden die Massenkonzentrationen (mg/l, korrekter ist mg/kg) der Inhaltsstoffe in Äquivalentkonzentrationen (mmol(eq)/l) umgerechnet, lässt sich noch besser erkennen, dass trotz der Unterschiede in der hydrochemischen Signatur und z. T. beachtlicher Hydrogenkarbonat-Gehalte die Wässer aller 26 Thermalquellen und auch des Faulbrunnens dem NaCl-Typ angehören (Abb. 12, 13, 14).

In hydrochemischer Hinsicht und die Wassertemperaturen betreffend unterscheiden sich die Thermalwässer von Kochbrunnen, Salmquelle, Großer und Kleiner Adlerquelle sowie Drei Lilien-Quelle nur unwesentlich (Abb. 12, 13). Ihr 63 bis 68° C warmes Wasser ist schwach sauer (pH 6,0–6,4), die Salinität (Salzgehalt) beträgt 7,9 ‰, die elektrolytische Leitfähigkeit bewegt sich von 11,6–11,8 mS/cm. Die Konzentrationen der wichtigsten Kationen schwanken bei Natrium (Na^+) von 2.500 bis 2.600 mg/l, bei Kalium (K^+) von 98 bis 110 mg/l, bei Calcium (Ca^{2+}) von 340 bis 350 mg/l, der Gehalt an Magnesium (Mg^{2+}) beträgt einheitlich 48 mg/l. Bei den Anionen dominiert Chlorid (Cl^-) mit 3.900–4.500 mg/l, Sulfat (SO_4^{2-}) ist mit 63–64 mg/l nur schwach vertreten, wesentlich höher ist die Gesamtalkalinität (Hydrogenkarbonat, HCO_3^-) mit Werten zwischen 620 und 660 mg/l. Das für die Interpretation der Herkunft des Salzgehaltes im Quellwasser (siehe 5.1) wichtige Cl/Br-Verhältnis hat eine Größenordnung zwischen knapp 2500 und 3250, die in dieser Hinsicht ebenso bedeutungsvollen Gehalte an Strontium (Sr^{2+}) haben eine Größenordnung von 14–16 mg/l.

Thermalwasseranalyse Trinkstelle Schützenhofquelle

Parameter

Spurenstoffe	Einheit	Masse-Konzentrationen	Grenzwert MTVO
Antimon	mg/L	0,0033	0,005
Arsen	mg/L	**0,0746**	**0,01**
Barium	mg/L	**1,44**	**1**
Blei	mg/L	**0,0261**	**0,01**
Borsäure(HBO_2)	mg/L	5,23	30
Cadmium	mg/L	<0,0001	0,003
Chrom	mg/L	<0,0002	0,05
Kupfer	mg/L	0,112	1
Mangan	mg/L	0,31	0,5
Nickel	mg/L	**0,059**	**0,05**
Nitrat	mg/L	≤0,5	50
Quecksilber	mg/L	<0,0002	0,001
Selen	mg/L	0,0091	0,01
Cyanid	mg/L	<0,005	0,07

Gelöste Inhaltsstoffe

Kationen(>10mg/L)	Einheit	Massen-Konzentrationen	Anionen(>10mg/L)	Einheit	Massen-Konzentrationen
Natrium	mg/L	1900	Chlorid	mg/L	3490
Calzium	mg/L	288	Hydrogen-		
Kalium	mg/L	79,8	Carbonat	mg/L	371
Magnesium	mg/L	29,7	Sulfat	mg/L	113
Strontium	mg/L	12,6			
Summe	**mg/L**	**2310,1**	**Summe**	**mg/L**	**3974**

Nicht zur Zubereitung von Säuglingsnahrung geeignet

MTVO = Mineral- und Trinkwasserverordnung

Abbildung 11: Ein Schild an den jeweiligen Trinkstellen weist auf die Konzentration einiger im Wasser enthaltener Stoffe hin und macht darauf aufmerksam, dass der Grenzwert der Mineral- und Trinkwasserverordnung überschritten sein kann; Foto: Verfasser.
Im Wasser der Trinkstelle Schützenhofquelle ist die Konzentration des auf das Element Arsen umgerechneten Arsenats (AsO_4^{3-}) von ca. 0,075 mg/l mehr als siebenmal höher als der als gesundheitlich unbedenklich eingestufte Grenzwert von 0,01 mg/l. Eine Meldung in der örtlichen Presse, die von einer anthropogenen Verunreinigung ausging, löste im Jahr 1984 hektische Aktivitäten der zuständigen Behörden aus, das Gesundheitsamt untersagte überall in Wiesbaden eine Zeitlang das Trinken von Mineralwasser. Überschritten werden auch die Grenzwerte für Blei und Nickel, ebenfalls im Thermalwasser natürlich vorhandene Stoffe.

Im Hinblick auf Schwermetalle sind insbesondere Nickel (Ni^{2+}, 2,2–8,7 µg/l), Zink (Zn^{2+}, 16–140 µg/l), Arsen (As^{2+}, 77–85 µg/l), Rubidium (Rb^{+}, 550–580 µg/l) und Cäsium (Cs^{+}, 300–340 µg/l) relevant, wobei dem Wasser des Kochbrunnens jeweils

die höchsten Gehalte zukommen (LOGES et al. 2012). Auch im Falle von Eisen, Mangan und Barium sowie Silizium (Si), die von Interesse sind hinsichtlich der aus dem heißen Quellwasser ausgeschiedenen Sinterbildungen (siehe 4.2), sind die jeweiligen Konzentrationen im Wasser des Kochbrunnens in der Regel am höchsten, nämlich 1,6 mg/l Fe^{2+}, 0,66 mg/l Mn^{2+}, 1,1 mg/l Ba^{2+} sowie 28 mg/l H_2SiO_3.

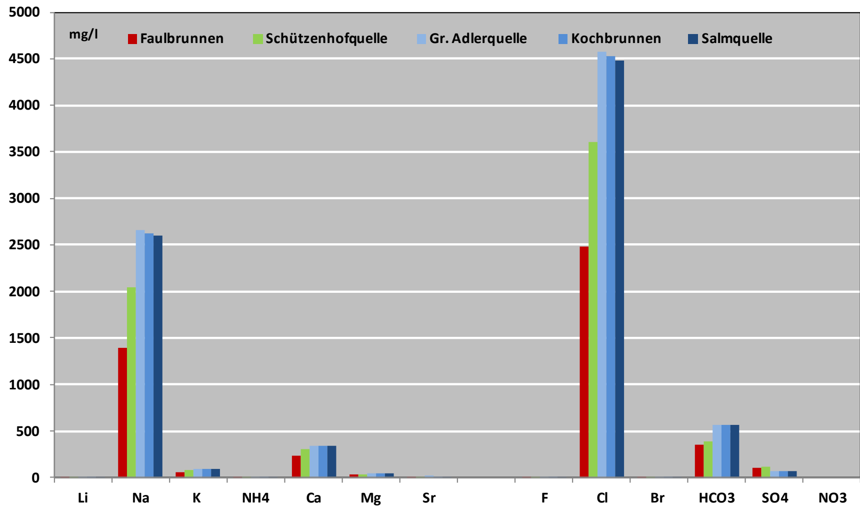


Abbildung 12: Die wichtigsten Inhaltsstoffe im Wasser ausgewählter Wiesbadener Mineralquellen, angegeben in Massenkonzentrationen (mg/l); Analysendaten nach FRESENIUS & FRESENIUS (1936), MITTELBACH (2008) und WAGNER et al. (2005).

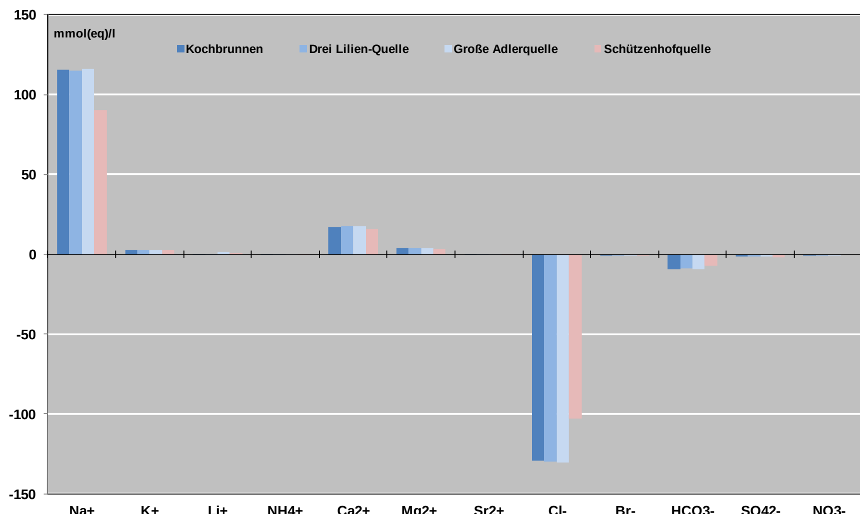


Abbildung. 13: Vergleich ausgewählter Inhaltsstoffe im Wasser der Primärquellen Kochbrunnen, Drei Lilien-Quelle, Adlerquelle und Schützenhofquelle, angegeben in Äquivalentkonzentrationen (mmol(eq)/l) – negative Beträge bei den Anionen Excel-spezifisch bedingt; Analysendaten nach FRESENIUS & FRESENIUS (1936), MITTELBACH (2008) und WAGNER et al. (2005).

Um einen generellen Eindruck von der Beschaffenheit der großen Primärquellen zu vermitteln, wird in Tabelle 1 beispielhaft für den heutigen Kochbrunnen das Ergebnis einer Wasseranalyse von April 1967 dokumentiert, die sich auf die 1966 niedergebrachte sog. „Kochbrunnenbohrung" bezieht. Bei den Kationen entfallen 82,35 % auf Natrium (Na^+) und bei den Anionen 92,13 % auf Chlorid (Cl^-).

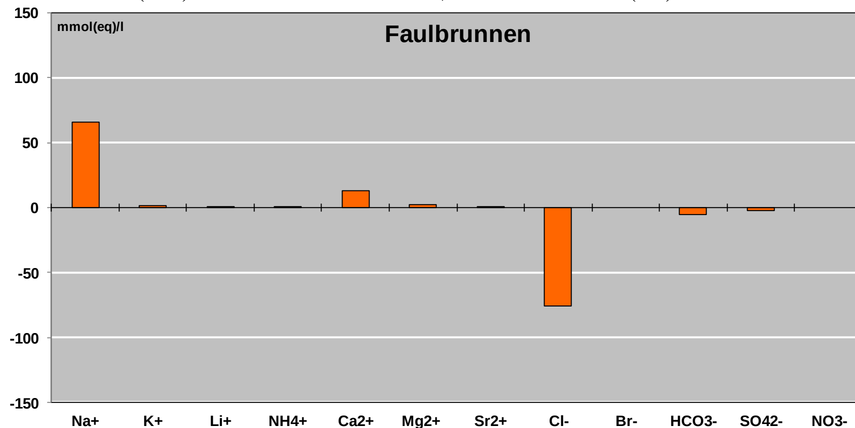


Abbildung 14: Lösungsinhalt des kalten Faulbrunnenwassers, angegeben in Äquivalentkonzentrationen (mmol(eq)/l) – negative Beträge bei den Anionen Excel-spezifisch bedingt; Analysendaten nach WAGNER et al. (2005).

Aus dem Produkt aus Stoffkonzentration und Schüttung der Quellen bzw. Leistung der Brunnen kann man die Stofffracht berechnen. Wird dieses Verfahren auf alle 27 Quellen unter Berücksichtigung der von STENGEL-RUTKOWSKI (2009) genannten Werte angewendet, werden bei einer täglichen Gesamtschüttung von rd. 2,3 Mio. Liter rechnerisch pro Tag knapp 15 Tonnen Kochsalz in gelöster Form ausgetragen, davon entfallen auf den Kochbrunnen mit einer Ergiebigkeit von rd. 500.000 Liter pro Tag allein etwa 3,6 Tonnen. Selbst vom Faulbrunnen, dessen Wasser wesentlich weniger mineralisiert ist, werden pro Tag noch 160 kg ausgebracht.

Die CO_2-Gehalte von etwa 840 mg/l im Kochbrunnenwasser oder von ca. 730 mg/l im Wasser der Großen Adlerquelle sind relativ hoch, freie gelöste CO_2 kann Werte von bis zu 450 mg/l errreichen (FRESENIUS & FRESENIUS 1936). Die weiter im Nordosten von Bad Soden a. Ts. bis Bad Nauheim austretenden Mineralwässer weisen dagegen CO_2-Gehalte von in der Regel >> 1.000 mg/l auf (CARLÉ 1975), die mit der Nähe der miozänen Vogelsberg-Basalte in Verbindung gebracht werden (u. a. KIRNBAUER (2008). CARLÉ (1975) und MICHELS (1966) gehen auch im Falle der Wiesbadener Quellen von einer vulkanogenen Entstehung des Kohlendioxids aus, nicht so ANDERLE (2012) sowie ANDERLE & RADTKE (2001). Sie begründen das mit dem oberkretazischen und eozänen Alter der in diesem Raum bislang bekannten 25 Vulkanschlote, die somit als erkaltet gelten. STENGEL-RUTKOWSKI (1987) schließt daher Kohlensäure nicht aus, die dem oberen Erdmantel entstammt. Aus dem u. a. zur Berechnung der Mantelentgasung genutzten Verhältnis der beiden stabilen Isotope ^3He und ^4He sowie aus $\delta^{13}C$-Werten konnten KUSSMAUL & FRESENIUS (1990) ableiten, dass im Wasser von am Rande des Vogelsberges gelegenen Quellen bis zu 40 % Mantel-Helium enthalten sind bzw. vulkanogenes CO_2 für die Lösung des Gesteins durch das Wasser verantwortlich ist. Dagegen ließ sich dieser Nachweis im

Falle der Wiesbadener Quellen nicht führen, das CO_2 wird aus der Atmosphäre und der Wurzelatmung stammend gedeutet.

Tabelle 1: Analyse des Wassers der Kochbrunnenbohrung (VB III) vom 19. April 1967 in mg/l (FRESENIUS et al. 1978)

Kationen	**mg/l**	**mmol(eq)/l**	**mmol(eq)%**
Li^+	4,13	0,597	0,43
Na^+	26334	114,5	82,35
K^+	87,5	2,237	1,61
Rb^+	0,52	0,0061	0,004
Cs^+	0,32	0,0024	0,002
NH_4^+	5,41	0,2999	0,22
Ca^{2+}	342,3	17,08	12,28
Mg^{2+}	46,8	3,850	2,77
Sr^{2+}	14,1	0,3218	0,23
Ba^{2+}	0,85	0,0124	0,009
Mn^{2+}	0,70	0,0255	0,018
Fe^{2+}	2.83	0,1013	0,073
Al^{3+}	0,026	0,0029	0,002
Ni^{2+}	0,003	0,0001	-
Cu^{2+}	0,002	0,00006	-
Ag^{2+}	0,003	0,00003	-
Zn^{2+}	0,014	0,0004	-
Pb^{2+}	0,006	0,00006	-
$Sn^{2+/4+}$	0.006	0,0001	-
		139,04	100,0
Anionen			
F^-	0,54	0,0284	0,020
Cl^-	4540	128,1	92,13
Br^-	3,64	0,0455	0,033
J^-	0,095	0,00075	0,001
SO_4^{2-}	65,2	1,357	0,98
NO_3^-	0,58	0,0094	0,007
HCO_3^-	5,79,7	9,50	6,83
HPO_4^{2-}	0,04	0,0008	0,001
$HAsO_4^{2-}$	0,14	0,0020	0,001
	8329	139,04	100,0
undiss. Bestandteile		**mmol**	
(meta)H_2SiO_3	73,5	0,9411	
(meta)H_2TiO_3	0,05	0,0005	
(meta)HBO_2	3,94	0,0899	
	8406		
freies CO_2	332	7,54	
	8738		

Die Wiesbadener Mineral- und Thermalquellen, die für sich genommen trotz aller Unterschiede ein genetisches Cluster bilden, unterscheiden sich hinsichtlich Salzgehalt, Ergiebigkeit und Temperatur deutlich von den weiter im Nordosten zwischen Bad Soden a. Ts. und Bad Nauheim und in der benachbarten Wetterau zu Tage tretenden Wässern. Die Gesamtmineralisation ist mit max. 8–9 g/l deutlich ge-

ringer, der gesamte Lösungsinhalt beträgt dagegen in Bad Nauheim bis 32,7 g/l, in Bad Homburg v. d. H. bis 26,1 g/l und in Bad Soden a. Ts. bis 21,0 g/l (CARLÉ 1975), entsprechend hoch sind die NaCl-Gehalte, z. B. 27,1 g/l im Sprudel XII bzw. Friedrich-Wilhelm-Sprudel in Bad Nauheim (Abb. 15). Das von HÖLTING (1969 a, 1977) für seine Interpretation des Salzwasserstroms im Untergrund herangezogene hohe Salinarverhältnis von rd. 800:1 betrifft in Bad Homburg v. d. H. allerdings lediglich nur den Solesprudel und ist darüber hinaus seit seiner Neubohrung in den 1960er-Jahren auf eine 305 m tiefe Bohrung bezogen. Das bedeutet, dass möglicherweise der verdünnende Einfluss von oberflächennahem Grundwasser mit technischen Mitteln ausgeschlossen wurde, der ggf. ein Cl^-/SO_4^{2-}-Verhältnis zwischen 300:1 und 400:1 wie bei den größeren Quellen bzw. Bohrungen zur Folge gehabt hätte. Das Salinarverhältnis wäre somit kleiner als das der Bad Nauheimer Brunnen VII, XII und XIV mit rd. 520:1 bis 560:1. Zum Vergleich: Bei den Bad Sodener, Kronthaler und Neuenhainer Quellen bzw. Brunnen beträgt dieser Koeffizient 140:1 bis 150:1, er ist also nur etwas größer als im Falle des Kochbrunnens mit etwa 100:1. Der zwischen Hofheim a. Ts. und Bad Soden a. Ts. und somit noch vor dem Aufstieg der kalten Mineralwässer in Kronthal und Neuenhain auf die SW-NE-streichende Taunussüdrand-Verwerfung treffenden westlichen Randverwerfung des zentralen Oberrheingrabens kommt zwar eine ihr von HÖLTING (1969 a, 1977) im Hinblick auf den von Süden kommenden Salzwasserstrom zugesprochene „lenkende“ Funktion zu, sie wirkt sich aber nicht so deutlich aus, wie man aufgrund der speziellen tektonischen Situation hätte erwarten können (siehe 5.1 und 6).

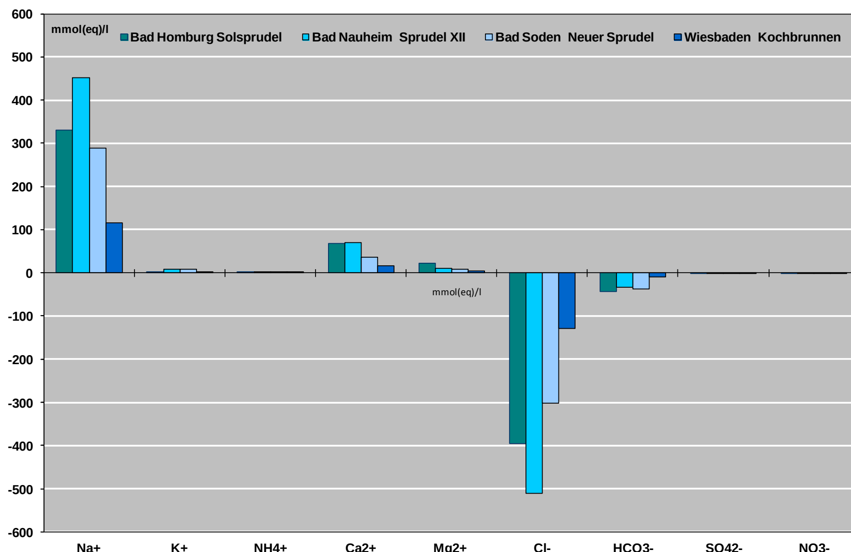


Abbildung 15: Vergleich ausgewählter hydrochemischer Kennwerte des Neuen Solsprudels Bad Homburg v. d. H. (Analysedatum unbekannt), des Sprudels XII in Bad Nauheim (Analyse 1956), des Neuen Sprudels in Bad Soden a. Ts. (Analyse 1949) und des Kochbrunnens in Wiesbaden (Analyse 1941) – negative Beträge bei den Anionen Excel-spezifisch bedingt; die Wasseranalysen wurden vom Chemischen Laboratorium FRESENIUS durchgeführt (CARLÉ 1975).

Dagegen zeichnen sich die Wiesbadener Thermalquellen durch wesentlich höhere Temperaturen aus, die in den Heilbädern weiter im Nordosten bei etwa 20° C oder darunter liegen (z. B. in Kronthal 13,5–16,3° C nach CARLÉ (1975)), sieht man von

Temperaturen zwischen 30 und 33° C ab, die auf zwischen 159 und 325 m tiefe Brunnen bezogen sind. Diese Tatsache wird von CARLÉ (1975) dahingehend gedeutet, dass die Vermischung des Salzwassers mit dem oberflächennahen Grundwasser sich (erst) in geringer Tiefe vollzieht. Diese Interpretation beinhaltet aber auch, dass die originale Temperatur des aufsteigenden Salzwassers nicht sehr hoch sein kann. Ob diese Vermutung mit der Wirklichkeit übereinstimmt, mag dahingestellt sein, denn es besteht immerhin die Möglichkeit, dass der Wasseraufstieg entweder in Oberflächennähe durch Versinterung der wasserführenden Klüfte weitgehend plombiert ist oder es sich nur um feine Risse im Gestein handelt und es wegen der dadurch stark gedrosselten Aufstiegsgeschwindigkeit zu einer größeren Wärmeabgabe an das umgebende Gestein kommt. Während beispielsweise im Bad Sodener Neuen Sprudel (Bohrung XXVII), der eine durchschnittliche Ergiebigkeit von 1,73 l/s aufweist, die Temperatur im Mittel 29,7° C beträgt, im Bereich der Endteufe von 373 m lediglich 43° C (CARLÉ 1975; GOLWER & STENGEL-RUTKOWSKI 2009), ist das bei den Wiesbadener Quellen, die aus klaffenden Spalten austreten, anders: In der 1965 niedergebrachten Versuchsbohrung I (VB I) neben der Salmquelle stieg die Temperatur von 39° C in 12 m Tiefe auf 67,5° C in der Endteufe von 47 m an (MICHELS 1966). Bei den anderen Primärquellen, deren flache Fassungen durch Rohrfassungen ersetzt wurden, waren die Bohrungen wesentlich tiefer als ihr nachfolgender Ausbau, weil schon in vergleichsweise geringen Tiefen die maximalen Temperaturen erreicht wurden, z. B. in der 115 m tiefen Bohrung Große Adlerquelle fast 70° C in 60 m Tiefe (MICHELS 1966).

Die Wiesbadener Quellen sind auch leistungsfähiger als die weiter im Nordosten an der Taunussüdrand-Verwerfung an die Erdoberfläche tretenden. Nur in Bad Nauheim sind die diesbezüglichen Verhältnisse z. T. verschieden, hängen aber offensichtlich damit zusammen, dass es sich bei diesen Ausnahmen um bis zu 209 m tiefe Brunnen handelt. Die größte Ergiebigkeit von 14 l/s weist der 180 m tiefe Brunnen XII auf, der 1852/55 im verkarsteten, ca. 80 m mächtigen mitteldevonischen Massenkalk abgeteuft wurde (CARLÉ 1975; KIRNBAUER 2008; KÜMMERLE 1976). Somit liegen besonders günstige hydrogeologische Verhältnisse vor. Den Karströhren kommt im Hinblick auf die Umgebung nicht nur eine ausgeprägte Drainagewirkung zu, die größere unterirdische Einzugsgebiete als bei Nachbarbrunnen zur Folge hat, sondern auch ein schnellerer Transport und Aufstieg der Wässer. Weitere Ausführungen zu den Temperaturen und Salzgehalten der Mineralwässer in Bad Homburg v. d. H. und Bad Nauheim werden in Kap. 6 gemacht.

Genauso wie in Wiesbaden variieren auch weiter im Nordosten die hydrochemischen Kennwerte der Mineral- und Thermalwasseraufstiege in Abhängigkeit von den z. T. räumlich rasch wechselnden geologischen Verhältnissen insbesondere der Deckschichten. Mit klassischen Analysemethoden gelingt es daher häufig nicht, geohydrochemische Signaturen zu finden, die allen oder fast allen Mineral- und Thermalquellen zwischen Wiesbaden und Bad Nauheim eigen sind. Nach LOGES et al. (2012) lassen sich aber diese Wässer trotz aller Unterschiede einem genetischen Cluster zuordnen, sie sollen also einen gemeinsamen Ursprung haben (siehe 5.1).

4.2 Rezente und fossile Quellsinter und ihre Botschaft

Durch die stark mineralisierten Tiefenwässer in Wiesbaden, deren originale Lagerstättentemperatur mittels unterschiedlicher Geothermometer (siehe 5.1) auf im Mittel 110° C geschätzt wird und die sich bei ihrem Aufstieg aus 3–5 km Tiefe auf rd. 70° C an der Erdoberfläche abkühlen (KIRNBAUER 2007; LOGES et al. 2012; WAGNER et al. 2005), kommt es zu einer Bleichung und Kaolinisierung des Serizitgneises infol-

ge von Verwitterungsreaktionen von Feldspäten und/oder Glimmern zu Tonmineralien. Außerdem werden in Oberflächennähe auf Klüften der durchflossenen Festgesteine und in den Porenhohlräumen der aufliegenden tertiären oder quartären Sande und Kiese verschiedene Mineralien ausgefällt. Diese Präzipitate werden von KIRNBAUER (1997, 2007, 2008) sowie WAGNER et al. (2005) in vier verschiedene Typen unterschieden und als Thermalwasser-Paragenese bezeichnet. Unterschieden werden karbonatische Sinter, eisenoxidische Sinter, SiO_2-reiche Ausfällungen mit Baryt sowie bei Bohrungen vorgefundene Kluftfüllungen mit Baryt und Schwefeleisen FeS_2, meist als Pyrit, untergeordnet als Markasit.

Der karbonatische Sinter hat sich um die natürlichen Austrittsorte der Quellen bis in maximal 5 m Tiefe in großen Mengen gebildet (Abb. 16). An der Oberfläche fiel er häufig durch die Bildung von Sinterkegeln auf (MICHELS 1961). Früher wurde er in allen Sprudelbecken der Tümpelquellen gefunden und in den von ihnen abgehenden Wasserleitungen, heute nach Verrohrung der großen Primärquellen und Fortleitung des Wassers in Druckrohren nur noch auf der Fassung des Kochbrunnen-Springers.



Abbildung 16: Bei der Sanierung des Kochbrunnens freigelegter Quellsinterblock, Standort Nähe Kinderspielplatz; Foto: Verfasser.
Die lebhaft gelb- bis rotbraun gefärbte Sinterbildung hat eine zellig-poröse Struktur und besteht bis zu 70 Gew. % aus $CaCO_3$, außerdem $MgCO_3$, $BaSO_4$ und SiO_2 sowie zu 22 Gew.-% aus Fe-Oxiden und -hydroxiden als färbende Bestandteile (KIRNBAUER 2007).

Der Kochbrunnen-Sinter besteht weit überwiegend aus Calcit, Aragonit und zu geringen Anteilen aus Eisenoxiden und -hydraten. Die Karbonate enthalten 1–2 Gew. % überwiegend an die Fe-Hydroxyde adsorbiertes dreiwertiges Arsen in der Form des As_2O_3 (WAGNER et al. 2005). Der Sinter auf der Fassung, der analog zum Thermalwasser leicht radioaktiv ist (MAURER 1920), wächst jährliche um etwa 7 cm und muss daher wegen seines großen Gewichts immer wieder entfernt werden.

Die Quellsinterbildungen haben teilweise eine wasserstauende Funktion. Bei Bohrarbeiten an Primärquellen wurde festgestellt, dass nach Durchörtern dieser Sinterbildungen entweder die Schüttung der betreffenden Quelle bzw. Leistung des jeweiligen Bohrbrunnens und/oder der artesische Auftrieb erheblich zunahmen bzw. es überhaupt erst zu einem artesischen Austritt kam (MICHELS 1966; MICHELS & THEWS 1971; STENGEL-RUTKOWSKI 2009). Zum Beispiel betrug die Schüttung der Salmquelle vor ihrer im Jahr 1965 erfolgten Fassung nur 4 l/min, ihr Wasser wies eine Temperatur von 49° C auf. Die neue Bohrung hat dagegen eine Ergiebigkeit von 68 l/min, die Wassertemperatur stieg auf 63,5° C an. Ein weiteres Beispiel ist der Kochbrunnen,

bis zur im Jahr 1966 niedergebrachten Kochbrunnenbohrung (VB III) verhinderte oder drosselte eine dichte FeS_2-Versinterung an der Grenze Serizitgneis/quartäre Bachschotter den Austritt des gespannten Thermalwassers (MICHELS 1961, 1966; KIRNBAUER 1997). Außerdem machte man bei diesen Bohrarbeiten die Beobachtung, dass zumindest eine Zeitlang die Wassertemperaturen anstiegen, so z. B. im Falle der Gr. Adlerquelle auf 70° C.

Die gelblichen bis rotbraunen schlammigen Massen auf dem Kochbrunnen-Sinter resultieren aus amorphen und kryptokristallinen Fe^{3+}-Verbindungen wie z. B. Brauneisenstein, die im Wasser gelösten Fe^{2+}-Verbindungen fallen im Kontakt mit Luftsauerstoff aus. Das Fe(III)-Ion fällt über verschiedene, vermutlich kolloidale Zwischenstufen allmählich aus, diese Kolloide enthalten nicht unbeträchtliche Arsengehalte. Erste Analysen wurden bereits von FRESENIUS (1850) durchgeführt, neuere von FRESENIUS & SCHNEIDER (1962). Demnach besteht der Eisenschlamm u. a. zu 59,3 % aus Fe_2O_3, zu etwa 14 % aus $CaCO_3$, zu rd. 12 % aus SiO_2 und zu 2,3 % aus As_2O_3 (jeweils in Gew. %). Dieser Sinter ist nicht nur eine rezente Bildung, sondern kommt auch fossil vor. ROSENBERG et al. (1999) ermittelten im Zusammenhang mit einer Mitte der 1990er-Jahre vermuteten anthropogenen Schwermetall-Kontamination auf fossilen karbonatischen Quellsintern im Bergkirchenviertel Konzentrationen bis zu 17,6 g/kg. Diese nicht unbeträchtlichen Arsen-Gehalte sind jedoch ausschließlich geogener Natur und wurden durch das heiße Thermalwasser aus Gesteinen des tiefen Untergrunds herausgelöst und an die Erdoberfläche transportiert.

Hätten die Römer vor fast 2.000 Jahren über moderne chemische Nachweisverfahren verfügt, wären die frischen Eisenoxid- bzw. -hydroxid-Ausfällungen in der Form der nach Rom exportierten „Mattiakischen Kugeln“ wohl kaum für eine gewisse Zeit ein Exportschlager geworden. Der römische Dichter Marcus Valerius Martialis (ca. 40–ca. 103 n. Chr.) berichtete in seinen satirischen Versen aus den Jahren 85/86 n. Chr. von einer spezielle Nutzung der „chattiacae pilae“, mit denen sich die dunklen Haare der eitlen römischen Oberschicht wie bei den Germanen gesehen rötlich-blond färben ließen (CZYSZ 1995, 2000; STENGEL-RUTKOWSKI 2009).

Zu den SiO_2-reichen Ausfällungen zählen gelförmig abgeschiedene, trauben-nierige Krusten und Aggregate von Chalcedon, Opal und Hyalith. Ihre Verbreitung ist offenbar ausschließlich auf die tertiären Sedimente der Schulberg-Formation beschränkt, sie treten bevorzugt über Stauhorizonten auf wie z.B. an der Grenzfläche Serizitgneis/tertiäre Sande. Hier kommt es durch die kieselsäureübersättigten Lösungen zu einer ausgeprägten Silifizierung und zur Bildung von Hornstein bzw. Jaspis (KIRNBAUER 1997, 2007, 2008; WAGNER et al. 2005). In den silifizierten Sandsteinen treten als Kluftfüllungen häufig Barytkonkretionen und teilweise gut ausgebildete Pyritkristalle auf. Die SiO_2-reichen Präzipitate werden ausschließlich oberhalb der rezenten Thermalquellen angetroffen.

Die Baryt- und Pyrit-Mineralisation (Baryt ist in der Regel immer jünger als die FeS_2-Bildungen, kann gelegentlich aber auch von jüngerem FeS_2 überwachsen sein) bildet Kluftfüllungen von mm- bis cm-Größe innerhalb des alterierten Serizitgneises und im untersten Teil der tertiären Sedimente oder imprägniert das durch hohen hydrostatischen Druck des aufsteigenden Wassers aufgebrochene Nebengestein der zuvor durch die Mineralausfällungen verlegten Aufstiegsspalten. Baryt-Pyrit-Mineralisationen wurden im Höhenbereich zwischen etwa 112,5 m ü. NN (d. h. 6–7 m unterhalb des rezenten Thermalwasserspiegels) und ca. 73–77 m ü. NN, also bis in eine Tiefe von höchstens ca. 40 m unterhalb der Quellaustritte erbohrt (WAGNER et al. 2005). In die Pyrite, die nicht direkt aus der sich beim Thermalwasseraufstieg abkühlenden Lösung ausfallen, sondern aus Zwischenphasen wie amorphem FeS_2, Mackinawit

und/oder Greigit entstehen (WAGNER et al. 2005), sind Schwermetalle wie Arsen (mit bis zu 5,4 Gew. %), Antimon, Blei oder Kupfer eingebaut (KIRNBAUER 1997, 2007, 2008; WAGNER et al. 2005). Im Gegensatz zu Wiesbaden werden in Bad Nauheim in den auf die heißen Quellen zurückgehenden Mineralisationen neben den Fe-Sulfiden Pyrit und Markasit auch Galenit (Bleiglanz, PbS_2) und Sphalerit (Zinkblende, ZnS_2) gefunden (KIRNBAUER 2008). Pyrit-Imprägnationen können das Nebengestein vollständig imprägnieren, so dass z. B. sich unter auf diese Weise impermeabel gewordenen Bachsedimenten gespanntes Thermalwasser befindet (MICHELS 1954, 1961).

Im Hinblick auf die Interpretation der Genese der Wiesbadener Mineral- und Thermalwässer ist von großer Bedeutung, dass in Höhen bis etwa 170 m ü. NN, also bis rd. 50 m oberhalb des Niveaus der aktuellen Quellaustritte in rd. 119 m ü. NN, insgesamt 77 rezente bis fossile Sinterbildungen im Stadtzentrum und im Bereich des Schulbergs, Geisbergs und Leberbergs gefunden wurden (KIRNBAUER 1997). Bei den fossilen Präzipitaten fehlen allerdings die Karbonate und Sulfide, weil diese einer raschen Verwitterung bzw. Umwandlung in leicht lösliche Sulfate unterliegen. Die verwitterungsresistenteren Komponenten der Thermalquellen-Paragenese sind somit As-führende Fe-Oxide/-Hydroxide, Baryt und SiO_2-Phasen. Die Ergebnisse der geochemischen und mineralogischen Untersuchung der Sinterbildungen und insbesondere die Bewertung des Vorkommens von stabilen Isotopen in den unterschiedlich alten Sinterbildungen und im rezenten Thermalwasser lieferten Erkenntnisse zur Tektonik, den im Laufe der Zeit sich verändernden chemischen Eigenschaften der Quellwässer und zur Abschätzung des Alters dieses rezenten/subrezenten hydrothermalen Systems.

Untersuchungen der Schwefelisotopen-Signaturen belegen ein stetiges Absinken des δ^{34}S-Wertes (Maximum + 16,9 ‰) von den höchstgelegenen, mittelpleistozänen Verebnungsflächen zugeordneten (MICHELS 1961, 1964) und somit ältesten Barytvorkommen bis zu dem jüngsten Baryt im Niveau und unterhalb der rezenten Thermalquellen bzw. im Sulfat im Quellwasser mit einem δ^{34}S-Wert von +10,1 ‰ (KIRNBAUER 2008; LOGES et al. 2012; WAGNER et al. 2005). Die aus der Veränderung der Kristallformen des Baryts abgeleitete Erkenntnis, dass Lösungen früher stark übersättigt waren und rezent nur noch schwach, wird so interpretiert, dass sich der Chemismus der Quellwässer im Laufe der Zeit stetig verändert hat. Gründe dafür könnten sein eine Änderung der Wassertemperatur am Ort der Quellaustritte, ausgeschlossen ist auch nicht ein möglicher Zufluss von Schwefel-isotopisch anderem Wasser in der Tiefe (WAGNER et al. 2005). Am wahrscheinlichsten und auch am ehesten nachprüfbar ist eine Mächtigkeitsabnahme der Anhydrit oder Gips enthaltenden tertiären Sedimente über dem Serizitgneis im Laufe der Zeit durch Erosion (siehe weiter unten und 3.3), wodurch der Anteil des in den hangenden Sedimenten zirkulierenden und sich mit dem Thermalwasser mischenden SO_4-haltigen Grundwassers immer geringer wurde. Zu dieser Aussage passt aber nicht die Schlussfolgerung von LOGES et al. (2012), die auf den für die Sauerstoff-Isotopen des Paares Quarz/Goethit abgeleiteten Gleichgewichtstemperaturen basiert, dass zumindest die Bad Nauheimer Quellwässer in der Vergangenheit heißer waren als heute. Die erosiv bedingte Mächtigkeitsabnahme des Deckgebirges über dem Serizitgneis sollte sich eigentlich in einer Temperaturerhöhung auswirken, weil der Zufluss von oberflächennahem Grundwasser mit Temperaturen, die annähernd der mittleren Jahrestemperatur an der Geländeoberfläche entsprechen, kontinuierlich abnahm. Zusätzlich verringerten sich die mit einem relativ langsamen Wasseraufstieg im petrologisch heterogen aufgebauten Deckgebirge verbundenen konduktiven Wärmeverluste an die Umgebung.

Kurzfristige Veränderungen sind auch möglich, wenn sich die Redox-Verhältnisse verschieben. So herrschen bei einem Verschluss der Wasseraufstiegsbahnen reduzie-

rende Verhältnisse, nach Zerbrechen der Plombierung durch tektonische Bewegungen oder infolge eines immer größer werdenden Überdrucks im hydraulischen System eine Oxidierung. Möglicherweise geht die im Laufe der letzten 100 Jahre nachgewiesene geringe, jedoch signifikante Zunahme der SO_4-Gehalte in den Wässern des Kochbrunnens, der Schützenhofquelle und des Faulbrunnens (KIRNBAUER 1997) darauf zurück.

Eine Auswertung der Häufigkeit der Raumlagen der mit der Mineralisation der Thermalquellen-Paragenese ausgefüllten Klüfte belegt, dass NNW-SSE-Richtungen überwiegen, mineralisierte Klüfte mit ENE- bis NE-Richtung sind nur untergeordnet vertreten (KIRNBAUER 1997, 2007, 2008; siehe 3.3). Überwiegend sind saiger bis steil stehende Klüfte mineralisiert, mit geringerer Häufigkeit auch Schieferungsflächen und flach liegende Klüfte. Diese Auswertung revidiert somit frühere Vorstellungen insbesondere von MICHELS (1964, 1966), der eine innerhalb des Ausstrichs des Serizitgneises in 35° NE-Richtung verlaufende „Hauptquellenspalte" annahm und von einer Existenz von Primärquellen immer dort ausging, wo dieses Fiederspaltensystem von NNE-SSW-streichenden Querspalten gekreuzt wird.

Eine weitere Erkenntnis ist, dass in der geologischen Vergangenheit die Quellaustritte über ein größeres Areal verteilt waren als gegenwärtig auf engem Raum. Es gab auch insgesamt mehr Quellen als heute, mangels dezidierter Altersbestimmung der fossilen Sinterbildungen ist jedoch keine Aussage möglich, wie viele von ihnen gleichzeitig aktiv waren. Da die höchstgelegenen und somit relativ ältesten fossilen Mineralisationen am Schulberg liegen, kann außerdem gefolgert werden, dass die Hauptaufstiegswege der Thermalquellen im Laufe der Zeit um 100–150 m nach Süden oder Südosten gewandert sind, dem in dieser Richtung fallenden Thermalwasserspiegel folgend (KIRNBAUER 1997; WAGNER et al. 2005). Obwohl die fossilen Sinter in ihrer Masse relativ eng an die aktuellen Quellenorte gebunden sind, kann daher nicht ausgeschlossen werden, dass sich die hydraulischen Verhältnisse im Wiesbadener Untergrund verändert haben, etwa durch Plombierung von Thermalwasseraufstiegswegen durch Sinterbildung. Man kann daher durchaus der Auffassung von MAY et al. (1996) näher treten, dass eine definierte Thermalquelle höchstens einige 10.000 Jahre existieren konnte. Ein höheres Alter ist möglich, wenn entweder durch den hohen hydrostatischen Druck in den wasserführenden Spalten die mineralischen Inkrustationen gesprengt wurden (KIRNBAUER 1997, 2008; WAGNER et al. 2005) oder junge, bis heute andauernde tektonische Bewegungen die plombierten Klüfte wieder aufrissen. Eine dritte Möglichkeit sind technische Lösungen, nämlich u. a. Abteufen von Bohrungen.

Einen Hinweis auf das Mindestalter der Quellen geben die 1953 im Zusammenhang mit einer Testbohrung an der Großen Adlerquelle in einer Tiefe von 4,0 bis 4,3 m unter der Sohle der damals noch offenen Tümpelquelle gefundenen Tierknochen und Artefakte (MICHELS 1954). Die steinzeitlichen Werkzeuge wurden später in einen mittleren Abschnitt des Jungpaläolithikums, das sog. Gravéttien, eingestuft (FLOSS 1991). Da das Gravéttien in den Zeitraum 31.000 bis 25.000 Jahre v. Chr. datiert wird, bedeutet dieser archäologische Fund, dass die Adlerquellen und sehr wahrscheinlich auch alle übrigen Primärquellen mindestens seit dieser Zeit an den heutigen Austrittsorten existieren.

Bereits SANDBERGER (1860) machte sich Gedanken über das Alter des geothermalen Systems in Wiesbaden. Aufgrund der Tatsache, dass das Thermalwasser auch aus Spalten im jungtertiären Sandstein über dem Serizitgneis zu Tage tritt, folgerte er ein postuntermiozänes Alter und ein Vorhandensein der Wasseraustritte im Pleistozän. Aus dem Alter der Mineralisation und teilweise auch aus der Veränderung ei-

nes Teils des SiO_2-reichen geligen Sinters zu Jaspis leiten MICHELS (1964), KIRNBAUER (1997) und WAGNER et al. (2005) ihre Entstehung im Tertiär, sehr wahrscheinlich aber im Pleistozän ab.

Einen genaueren Ansatz zur Altersabschätzung bieten die Funde von fossilen Sinterbildungen in Sedimenten auf den Anhöhen rings um die heutigen Austrittsorte der Primärquellen. Es ist bekannt, dass der S-Rand des Taunus im Raum Wiesbaden seit ca. 780.000 Jahren (MEYER & STETS 1998) treppenartig um etwa 86 m (PLOSCHENZ 1994) aufgestiegen ist (siehe 3.3), im Mittel um 11 cm pro Jahrtausend. In diesem Zeitraum wurden die Sinterbildungen früherer Thermalquellen bezogen auf das heutige Niveau von etwa 119 m ü. NN bis etwa 170 m ü. NN angehoben, andererseits schnitten sich wegen einer Verstärkung der Reliefenergie der Salzbach und seine Nebengewässer schrittweise tief in die quartären Sedimente (Verebnungen zwischen 170 und 180 m ü. NN werden von PLOSCHENZ (1994) als Reste der Hauptterrasse gedeutet) und liegenden tertiären Schichten ein und erodierten sie. Auf die dadurch entstandene Talsenke ist der heutige Quellenbezirk bezogen (MICHELS 1961, 1964). Das bedeutet, dass die höchstgelegenen fossilen Sinter unter Berücksichtigung der vorstehend genannten Aufstiegsrate rechnerisch vor mindestens 455.000 Jahren entstanden sind (KIRNBAUER 1997, 2008; LOGES et al. 2012; STENGEL-RUTKOWSKI 2009; WAGNER et al. 2005). Das von KIRNBAUER (2008) ebenfalls eingehend untersuchte rezente und subrezente Hydrothermalsystem in Bad Nauheim, das im Gegensatz zu Wiesbaden auf einem 3 km langen, NE- bis NNE-verlaufenden Geländestreifen durch Sinterbildungen dokumentiert ist, wird auf ein Alter zwischen 712.000 und 839.000 Jahre geschätzt.

5 Vorstellungen von der Herkunft des Salzes und der Wärme der Wiesbadener Quellen

Die tägliche NaCl-Fracht aller 27 Mineral- und Thermalquellen in Wiesbaden beträgt etwa 15 Tonnen, die Jahresfracht ca. 5.500 Tonnen. Wird unterstellt, dass alle diese Quellen wie die Adlerquellen seit mindestens 25.000 Jahren existieren sowie ihre Schüttung bzw. Ergiebigkeit und die NaCl-Konzentrationen im Quellwasser in diesem Zeitraum mehr oder weniger den heutigen Werten entsprachen, wurden rd. 137 Mio. Tonnen Kochsalz aus dem Untergrund gelöst. Werden die heutigen Verhältnisse sicherlich nicht ganz zutreffend auf das Mindestalter des Wiesbadener hydrothermalen Systems von geschätzt 455.000 Jahren (siehe 4.2) übertragen, wurden seither 2,5 Mrd. Tonnen Steinsalz in gelöster Form ausgebracht. Aus dieser unglaublichen Größenordnung leitet sich die Frage nach der Herkunft des Salzes ab. Eine andere herausragende Eigenschaft der Wiesbadener Quellen sind Wassertemperaturen bis fast 70° C, die für andere Quellen am S-Rand des Taunus unerreicht bleiben. Daher stellt sich auch hier die Frage, wo und in welcher Tiefe diese Wärme erzeugt wird und ob die Auffassung z. B. von BUCHER & STOBER (2000) oder GEYER et al. (2011) zurifft, dass NaCl-reiche Tiefenwässer per se hohe Temperaturen aufweisen.

5.1 Gelöste Evaporite oder im kristallinen Gebirgssockel generierte Fluide oder beides?

Im Falle der Wiesbadener Quellen und der anderen Mineral- und Thermalquellen weiter im Nordosten liegt es nahe, Salzwässer aus der Ablaugung von Salzlagerstätten abzuleiten, insbesondere dann, wenn salinare Formationen des Zechsteins im Raum Neuhof-Ellers bei Fulda oder tertiäre Salzvorkommen im Oberrheingraben in

nicht allzu großer Entfernung bekannt sind. Hohe Salinität haben auch Lagerstättenwässer (Formationswässer), die im Zusammenhang mit der Entstehung und Migration von Kohlenwasserstoffen wie Erdöl und Erdgas, die aus komplexen Umwandlungsprozessen organischer Stoffe, insbesondere Meeresalgen und Plankton, hervorgegangen sind, als sog. Erdölwässer freigesetzt werden (BANGERT 1975; BÖKE & DIEDERICH 1977). Das ist im mittleren und nördlichen Oberrheingraben der Fall.

STOBER (1996) und BUCHER & STOBER (2000) kamen nach entsprechenden Untersuchungen der Geochemie von Thermalquellen des kristallinen Schwarzwaldes zum Schluss, „dass es zur Erklärung der salinaren Komponente bestimmter Wässer des kristallinen Grundgebirges keines Beizuges über Umwege aus anderen geologischen Einheiten wie insbesondere dem Tertiär des Oberrheingrabens oder mesozoischer und paläozoischer Schichtglieder bedarf" (STOBER 1996: 81). MAY et al (1996) waren die ersten, die auch im Falle des Taunus davon ausgegangen sind, dass höhere Salzgehalte in Quellwässern im kristallinen Sockel dieses Gebirges von sog. „basement brines" (im Folgenden Brines genannt) abzuleiten sind. Diese sollen durch chemische Wasser/Gestein-Wechselwirkungen generiert worden sein. Die nach GEYER et al. (2011) wahrscheinlichste Annahme ist, dass es sich um relativ autochthone Tiefenwässer handelt, die keine großen lateralen Wanderwege zurückgelegt haben und lediglich in höhere Bereiche der Erdkruste aufgestiegen sind. Im Hinblick auf die Mineral- und Thermalquellen am Taunussüdrand waren sich MAY et al. (1996) und etwas später LOGES et al. (2012) aber sicher, dass ein erheblicher Anteil der hohen Mineralisation durch die Ablaugung von Salzlagerstätten im Oberrheingraben zu erklären ist.

- Ableitung der hochmineralisierten Wässer am S-Rand des Taunus von Salzlagerstätten

Lange Zeit wurde von Geologen die Auffassung vertreten, dass im Wesentlichen vom Grundwasser abgelaugte Salzlagerstätten als Solelieferanten für die am S-Rand des Taunus austretenden Mineral- und Thermalquellen in Frage kommen können. Nicht nur die Chloride, sondern auch die Br- und J-Verbindungen weisen auf eine salinare Herkunft der Wässer hin. Abgesehen von LEPSIUS (1908), der entgegen den geologischen Realitäten die Salzgehalte von Salzlagen im sedimentaren Unterdevon ableitete, wurden die Solen zunächst mit der Zechsteinsalz-Lagerstätte von Neuhof-Ellers bei Fulda, die sich nach Südwesten unter abnehmender Mächtigkeit bis in das Gebiet von Bad Orb fortsetzt, in Verbindung gebracht. Die Begründung dafür war, dass Bad Nauheim oder Bad Homburg v. d. H. mit den dort zu Tage tretenden hochkonzentrierten Salzwässern und Solen näher an dem Werra-Fulda-Salinar liegen als Wiesbaden mit den erheblich geringeren Salzgehalten in den Quellwässern (CHELIUS 1904; MICHELS 1926). Diese Auffassung wurde zusätzlich noch dadurch gestützt, als Ende der 1950er-Jahre im Wasser einiger Mineralwasserbohrungen in Bad Nauheim Sporen (*Illiniter spectabilis*, *Illiniter purus*, *Lueckisporites virkkiae*) entdeckt wurden, die einige Jahre zuvor in den Salztonen des Zechstein-Salinars des Werra-Fulda-Gebietes nachgewiesen worden waren (OTT & DOMBROWSKI 1959). Darauf nahmen u.a. MICHELS (1961), KÜHN (1965) und CARLÉ (1975) bei ihrer Argumentation Bezug, obwohl die tektonische Situation, nämlich das Fehlen gut wasserleitender Strukturen in E-W-Richtung, gegen diese Auffassung spricht. Da mittlerweile diese pflanzlichen Mikrofossilien auch im Rotliegenden nachgewiesen wurden und sie aufgrund von Umlagerungen auch aus stratigraphisch jüngeren Gesteinsfolgen stammen können, entfällt diese Beweisführung. Die Vorstellung von der Herkunft der Salze aus der Gegend von Fulda wurde aber auch in der jüngeren Vergangenheit wieder aufgegriffen (MITTELBACH 2008) mit dem

Argument, dass die Wiesbadener Quellwässer im Gegensatz zu Quellen an den ausgeprägten Grabenrändern wie z. B. in Bad Dürkheim, Heidelberg, Kreuznach oder Bad Münster am Stein, deren Wässer maximal 30° C warm sind, nennenswerte Sulfatgehalte aufweisen. Das ist einer der Gründe, warum CARLÉ (1958, 1975) nicht ausschließen kann, dass im Raum Wiesbaden sowohl Salzwässer von Osten als auch von Süden her, nämlich dem Oberrheingraben, zusammentreffen.

WAGNER (1924) schloss schon sehr früh aus dem Chemismus u. a. von am W-Rand des Mainzer Beckens austretenden stark mineralisierten Thermalwässern, dass nur erst später tatsächlich nachgewiesene Steinsalzbänke und Salztone im Tertiär des Oberrheingrabens die Lieferanten für das Kochsalz in den Quellwässern sein können. Aber insbesondere erst seit HÖLTING (1969 a, b, 1970, 1977, 1982) sieht die Mehrheit der Hydrogeologen heute die Salzgehalte in den am S- bzw. SE-Rand des Taunus austretenden Mineral- und Thermalquellen als Abkömmlinge der tertiären Evaporite im Oberrheingraben. Mittels in Mineralwässern ermittelten Ionenverhältnissen lassen sich hydrochemische Provinzen abgrenzen und somit im Falle der Wiesbadener Quellen auch Hinweise auf die Herkunft ihres Lösungsinhaltes erhalten. Alle entlang der Taunussüdrand-Verwerfung zu Tage tretende Mineralwässer lassen sich einer Provinz mit aus den Äquivalentkonzentrationen errechneten hohen Salinarverhältnissen (Cl^-/SO_4^{2-}) zuordnen, der Solestrom wird aus Steinsalzlagerstätten im Oberrheingraben abgeleitet (HÖLTING (1969 a, 1977). Salinare Folgen wurden im Mitteleozän im südlichen Graben abgelagert, dann wieder während des obersten Obereozän und tiefstem Unteroligozän ebenfalls im südlichen, aber auch im mittleren Grabenabschnitt und schließlich im Oberoligozän bis zum unteren Untermiozän im nördlichen Oberrheingraben (GRIMM et al. 2011 a). Für WAGNER (1947, 1955) kommen in erster Linie die oligo-miozänen Lagerstätten im nördlichen Abschnitt des Oberrheingrabens (bei Bruchsal, Worms und Wattenheim/Hessisches Ried) als Solelieferanten in Betracht. Diese Salzlager sind nach WAGNER (1924, 1947, 1955) primär sulfatarm, was aber im Hinblick auf relevante Bohrprofile (GRIMM et al. 2011 a; SCHARPFF 1977) zu relativieren ist. Zu berücksichtigen ist auch, dass die Sulfate der Anhydrit- und Gipslagen durch die reichlich vorkommenden Kohlenwasserstoffe reduziert werden, außerdem dürfte auch eine Desulfurierung durch im anaeroben Milieu lebende Schwefelbakterien eine Rolle spielen. STENGEL-RUTKOWSKI (2009) dagegen folgerte eine Herkunft der Sole aus den oligozänen Steinsalzlagern im südlichen Oberrheingraben (Buggingen bei Freiburg i. Brsg. und Mulhouse im Elsass), er schwächte allerdings diese Auffassung später ab (STENGEL-RUTKOWSKI 2012).

Diese oberrheinische salinare Mineralwasserprovinz wird im Osten von einem HCO_3-reichen Grundwasservorkommen, das sich etwa in S-N-Richtung von Bad König über Bad Vilbel bis in die Wetterau erstreckt, von einem Grundwasservorkommen abgegrenzt, das Zechsteinsalinar-geprägt ist. Nach HÖLTING (1969 a, 1977) erreicht ein von Süden kommender und von der westlichen Grabenrandverwerfung sozusagen „gelenkter“ Solestrom Bad Homburg v. d. H. (hier haben die Salinarwässer bezogen auf den Solsprudel das höchste Salinarverhältnis von rd. 800:1), wo er sich dann teilt. Die Salzwässer sollen von dort aus entlang der Taunussüdrand-Verwerfung sowohl in NE-Richtung bis nach Bad Nauheim (über 550:1, bezogen auf Bohrung XII) als auch in SW-Richtung über Wiesbaden (ca. 100:1, bezogen auf den Kochbrunnen) bis nach Assmannshausen (etwa 20:1, Graf-Adolf-Quelle) wandern. Die Abnahme des Cl^-/SO_4^{2-}-Koeffizienten soll darauf beruhen, dass bei der Wanderung der Mineralwässer am südlichen Taunusrand und bei ihrem Aufstieg an die Geländeoberfläche die NaCl-Konzentrationen durch Vermischung mit Sulfat-führenden oberflächennahen Grundwässern im Tertiär ab- und die SO_4-Gehalte entsprechend zu-

nehmen. Dagegen schließt WAGNER (1968) eine Wasserwanderung in umgekehrter Richtung nicht aus und begründet seine Auffassung ebenfalls mit den Salinarverhältnissen. Während das Wasser der Bohrung Almsbrunnen in Bingen-Kempten bei NaCl-Gehalten von 14,9 g/l in Übereinstimmung mit Anhydrit bzw. Gips führenden oligozänen Ablagerungen im NW-Bereich des Mainzer Beckens SO_4-reich ist und ein Cl^-/SO_4^{2-}-Verhältnis von 8:1 aufweist, nimmt diese Relation über Kiedrich (70:1), Wiesbaden (101:1) bis nach Bad Nauheim (500:1) ab.

In der Regel lässt sich mittels der Bestimmung von Schwefelisotopen abklären, woher der Sulfatgehalt des Grundwassers und somit letztlich auch die salinare Komponente im Wiesbadener Mineral- und Thermalwasser stammen. Diese Methode, die darauf basiert, dass einerseits die Isotopenverhältnisse im Sulfat-Schwefel von Evaporitsulfaten verschiedener geologischer Formationen sich erheblich voneinander unterscheiden, andererseits die $\delta^{34}S$-Werte gleichaltriger Evaporitsulfate im Allgemeinen recht einheitlich sind, funktionierte im Falle des Oberrheingrabens nicht. Die Gründe für die außergewöhnliche Streuung der $\delta^{34}S$-Werte könnten sein, dass die im Oberrheingraben häufige Sulfatreduktion durch Erdöl mit einer Isotopenfraktionierung verbunden ist und/oder die Sulfatgehalte eine unterschiedliche Provenienz haben, sie können salinaren Ursprungs sein und/oder vermutlich auch durch Oxidation von Sulfiden in den tertiären Ablagerungen entstanden sein (NIELSEN & RAMBOW 1969).

Auf die Verweilzeiten des Mineral- und Thermalwassers im Untergrund bzw. die Länge von Transportwegen kann auch mittels Bestimmung von radioaktiven Radium-Isotopen sowie der natürlichen stabilen Isotope ^2H und ^{18}O geschlossen werden. Da das Radium-Isotop ^{224}Ra lediglich eine Halbwertszeit von 3,6 Tagen aufweist, ^{228}Ra aber von 5,8 Jahren und ^{226}Ra von 1600 Jahren, würde das kurzlebige ^{224}Ra bei weiten Transportwegen – soweit in anderen geologischen Formationen keine Nachlieferung in das strömende Wasser erfolgt – rasch zerfallen und nicht mehr nachzuweisen sein. KUSSMAUL & FRESENIUS (1990) wiesen jedoch bei ihren Untersuchungen der Wässer von Faulbrunnen, Salmquelle und Schützenhofquelle eine vergleichbare Größenordnung aller drei Ra-Isotope nach und folgerten daraus, dass Radium generell vom Wasser aus dem im relativen Nahbereich der Quellen anstehenden Gestein aufgenommen wurde. Auch aus den wenig schwankenden δ^2H- und $\delta^{18}O$-Werten, die im Bereich der Niederschlagsgeraden unter den rezenten Bedingungen im hiesigen Mittelgebirgsraum lagen, wurde für die Wiesbadener und ebenso für andere Mineralwasseraufstiege ein geologisch gesehen junges Wasser abgeleitet (KUSSMAUL & FRESENIUS 1990). Diese Schlussfolgerung ist sicherlich interpretationsbedürftig, denn einerseits müssen bei tiefreichenden Zirkulationssystemen wegen der sehr kleinen hydraulischen Gradienten und somit nur minimalen Fließgeschwindigkeiten lange Verweilzeiten im Untergrund gefolgert werden, andererseits könnte aber auch der Anteil meteorischen Wassers an der Quellschüttung unerwartet hoch sein. Wenn dem so sein sollte, müssten im tiefen Untergrund vor dem Aufstieg der Wässer ein sehr hoher Salzgehalt und hohe Temperaturen unterstellt werden. Bislang ist kein Versuch unternommen worden, das Mischungsverhältnis von altem und jungem Wasser abzuschätzen. Außerdem sind keine tiefen Bohrungen vorhanden, um Wasserproben gewinnen und die sog. Geo-Temperaturen messen zu können.

- Interpretation der Salzwässer am S-Rand des Taunus als Brines, die sich bei ihrem Aufstieg aus großer Tiefe mit Wässern anderer Herkunft vermischen und sich dadurch chemisch verändern

Seit ca. 25 Jahren wird im internationalen Fachschrifttum sehr kontrovers über die Herkunft von hochgradig mineralisierten Salzwässern diskutiert, die weltweit seit

Ende der 1970er-Jahre bei Tiefbohrungen in alten geologischen Schilden (Kanadischer Schild, Fennoskandischer Schild, Sibirische Tafel) angetroffen wurden bzw. werden (FRAPE et al. 2004; LODEMANN et al. 1998; MÖLLER et al. 1997; STOBER 1996). Berühmtestes Beispiel dafür ist die zwischen 1970 und 1989 abgeteufte 12.262 m supertiefe Kola-Forschungsbohrung SG-3 bei Murmansk im russischen Teil des präkambrischen Fennoskandischen Schildes. Wissenschaftlichen Zwecken dient auch die zwischen September 1990 bis Oktober 1994 bei Windischeschenbach bei Weiden in der Oberpfalz an der tektonischen Grenze zwischen Moldanubikum und Saxothuringikum abgeteufte Kontinentale Tiefbohrung (KTB), mit 9.101 m (Hauptbohrung, HB) bislang vierttiefste Bohrung. Aus der 4.000 m tiefen Vorbohrung (VB) wurde eine 119° C warme Sole mit einem Gesamtlösungsinhalt von 62 g/l abgepumpt, davon 16,2 g/l Ca^{2+}, 6,3 g/l Na^{+} und 38,1 g/l Cl^{-}. Tiefen von rd. 5 km erreichten drei von vier bei Soultz-sous-Forêts im Elsass am W-Rand des Oberrheingrabens zwischen 1993 und 2005 abgeteufte Geothermie-Bohrungen. Bei Temperaturen von 100° C bereits in 1.000 m Tiefe und bis 185° C in 5.000 m Tiefe, die im weltweit ersten, seit 2008 im Probebetrieb befindlichen Hot-Dry-Rock-Kraftwerk für Stromgewinnung genutzt werden, sind rd. 55 g/l feste Substanzen bei NaCl-Vormacht im Wasser gelöst (CATHELINEAU & BOIRON 2010), in manchen Horizonten bis zu 100 g/l (AQUILINA et al. 2000; LOGES et al. 2012). Dabei wurden im Buntsandstein, der in 1,4 km Tiefe den in Horst-Position angetroffenen Granit überlagert, Wässer mit Salinitäten > 100 g/l und einer Temperatur von 116° C in 1.200 m Tiefe angetroffen (AQUILINA et al. 2000; CATHELINEAU & BOIRON 2010). Die Buntsandstein-Brines, die wegen des Nachweises von organischem Material als paläo-sedimentäre Salinarwässer interpretiert werden, sollen aus der Verdunstung von Meerwasser sowie der Lösung von triassischen Evaporiten entstanden sein (AQUILINA et al. 2000). Im Übrigen sind AQUILINA et al. (2000) und CATHELINEAU & BOIRON (2010) der Meinung, dass außer in Soultz-sous-Forêts auch die an anderen Lokalitäten im Oberrheingraben wie z. B. in Bühl/Schwarzw. oder Bruchsal im Buntsandstein erbohrten hochsalinaren Wässer im Oligozän im Zusammenhang mit der beginnenden stärkeren Absenkung des Oberrheingrabens entstanden sind.

Bei der heutigen Diskussion der Genese bzw. Herkunft der hochsalinaren Tiefenwässer wird übersehen, dass bereits Mitte des 19. Jh. SANDBERGER (1855) im Hinblick auf die Wiesbadener Mineral- und Thermalquellen eine Auffassung vertrat, die „modernen" Vorstellungen nahe kommt, nämlich Generierung hochsalinarer Wässer im kristallinen Basement. Es ist nicht bekannt, ob ihm damals bewusst gewesen war, dass Feldspäte im kristallinen Gestein die höchsten Senken für das Element Strontium, das mit 0,03 % Häufigkeit in der Erdkruste vorkommt und Calcium häufiger im Kristallgitter ersetzt, sind und diesem somit eine Schlüsselrolle bei der Interpretation der Entstehung dieser Wässer in der kristallinen kontinentalen Kruste zukommt. Mittlerweile wird das Verhältnis des natürlich vorkommenden radioaktiven Isotops ^{87}Sr zum stabilen Isotop ^{86}Sr als ein in der Geochemie und Hydrogeologie sehr nützliches Isotopen-Werkzeug eingesetzt: das $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnis gibt Hinweise auf das Gesteinsalter, reflektiert chemische Wasser/Gestein-Wechselwirkungen, erlaubt den Nachweis der Herkunft der Salinität eines Wassers und wird eingesetzt, um Fragen bzgl. Bewegung des Grundwassers zu beantworten. Mit diesem Werkzeug wurde tatsächlich auch eine genetische Beziehung zwischen Kristallin und Salzwässern nachgewiesen, umgekehrt konnte man mittels der Sr-Gehalte und des $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnisses in Soultz-sous-Forêts aus dem Buntsandstein in den geklüfteten oberen Teil des Granits abgesunkene und sich dort weiter verändernde Salinarlösungen von solchen eindeutig trennen, die sich in tieferen Partien gebildet haben (AQUILINA et al. 2000; CATHELINEAU & BOIRON 2010). Die vorstehend genann-

ten Beispiele belegen bereits, dass die Brines häufig Gesamtlösungsinhalte von > 100 g/l und teilweise sogar von > 200 g/l aufweisen, die in Bohrungen gemessenen Temperaturen können weit über 150° C liegen.

Das sind ihre Gemeinsamkeiten, über ihre Herkunft und insbesondere über die Herleitung der hohen NaCl- oder $CaCl_2$-Konzentrationen aus „normalen“ Kristallingesteinen gibt es aber zwei höchst unterschiedliche Auffassungen, die der an der University of Waterloo lehrende bekannte Geochemiker Shaun K. Frape mit seinen Kollegen folgendermaßen auf den Punkt bringt (FRAPE et al. 2004: 554): „The internalists – the water/rock researchers – favor creating the salinity within the rock mass or deriving it from the rock. The externalists derive the salinity from allocthonous sources and move highly saline fluids into the rock environment by a number of plausible methods“.

Auch im Falle der im Zusammenhang mit der Kontinentalen Tiefbohrung (KTB) angetroffenen hochsalinaren heißen Tiefenwässer gibt es bezüglich ihrer Entstehung voneinander abweichende Ansichten (u.a. MÖLLER et al. 1997; EMMERMANN & LAUTERJUNG 1997; LODEMANN et al. 1998), aber immerhin die mehrheitliche Auffassung, dass das im kristallinen Kontinentalsockel der Oberpfalz nachgewiesene Cl-Ion überwiegend aus einer externen Quelle stammt, während Calcium und Strontium im Fluid aus dem Gastgestein (überwiegend Gneise und Metabasite) abzuleiten sind. Wenn schon bei internationalen Fachleuten kontroverse Vorstellungen über die Entstehung dieser Solen bestehen, wird davon ausgegangen, dass den meisten Lesern dieses Beitrages die dafür verantwortlichen Wirkmechanismen fremd sind. Daher sollen an dieser Stelle einige weiterführende Informationen gegeben werden.

Interne Quellen

Natrium kommt mit 2,65 Gew. % bzw. mit 22,2 g/kg in der Erdkruste vor (BUCHER & STOBER 2000) und ist Bestandteil vieler gesteinsbildender Mineralien wie u. a. Feldspäte und Feldspatvertretern. Da Natrium bei der chemischen Gesteinsverwitterung in großen Mengen freigesetzt wird, muss es nicht verwundern, dass oberflächennahe Grundwässer und in großer Tiefe zirkulierende Solen hohe Na-Gehalte aufweisen können. Dagegen ist trotz der Konzentration von Chlorid-Salzen in Evaporiten das Element Chlor in der Erdkruste nur mit 0,045 Gew. % bzw. mit 0,30–0,60 g/kg vertreten (BUCHER & STOBER 2000; FRAPE et al. 2004). Allerdings ist bekannt, dass Fluor und/oder die Hydroxygruppe OH^- im Kristallgitter durch Chlor ersetzt werden können und daher hier und in Inklusionen (siehe weiter unten) durchaus erstaunliche Prozentzahlen für Cl zu finden sind: im Biotit 0,02–0,66, in der Hornblende 0,01–3,6, in anderen Amphibolen 0,003–7,24 (MÖLLER et al. 2005 geben für Amphibolite mittlere Cl-Gehalte von etwa 350 mg/kg Gestein an), in Apatiten, insbesondere im Chlor-Apatit 0,01–6,8, im selten vorkommenden Cyclosilikat Eudialyt 0,7–2,2, im ebenfalls exotischen Marialith aus der Skapolith-Gruppe 0,1–3,4 und im Sodalith sogar 5,4–8,01 Gew. %. Es wird vermutet, dass Amphibole wie z. B. Hornblende oder Schichtsilikate wie beispielsweise Biotit in hochsalinaren Lösungen Chlorid in die OH-Gitterplätze inkorporieren können, so bis 6 Gew. % in Amphibolen und bis 7 Gew. % in Biotiten (FRAPE et al. (2004). Bei Verwitterungsprozessen wird Chlorid aus diesen Mineralien freigesetzt.

Bei langer Verweilzeit und den in großen Tiefen herrschenden erhöhten Temperaturen kommt es zwischen den letztlich aus abgesickertem Niederschlagswasser bzw. oberflächennahem Grundwasser resultierenden Tiefenwässern zu intensiven Wechselwirkungen mit der Gesteinsmatrix. Ihre ursprüngliche chemische Signatur geht weitgehend verloren, aber auch das Gestein wird geochemisch verändert; man spricht von Alteration. Speziell die Verwitterung der Feldspäte und da wiederum von Plagioklas, dem bei weitem wichtigsten gesteinsbildenden Mineral, und Glimmer entstehen als sekundäre Mineralien u.a. Albit, Epidot, Zoisit, Chlorit, Serizit oder Calcit, die aus übersättigten Lösungen ausfallen. Diese Reaktionen verbrauchen Porenraum, verschließen Fließwege für Wasser und führen auch dazu, dass Bereiche mit einer hohen Konzentration von Inhaltsstoffen isoliert und u. a. in Inklusionen eingeschlossen werden. Hochsalinare Wässer können möglicherweise in nicht unbedeutenden Mengen auch bei prograder Metamorphose durch Dehydrationsprozesse freigesetzt werden. In

vielen Fällen spielt auch aus der tiefen Kruste aufsteigendes CO_2 eine wichtige Rolle, das wegen des hohen Drucks zu 100 % im Wasser gelöst ist.

Ein weiterer Grund für die vielfach hohen bis sehr hohen NaCl-Gehalte der Tiefenwässer ist die hohe Löslichkeit dieser chemischen Verbindung. Sie beträgt pro Liter Wasser ca. 356 g bei 0° C und 391 g bei 99° C (GEYER et al. 2011). Alle anderen häufigen Mineralien bilden viel weniger lösliche Verbindungen, diese fallen daher schon bei geringeren Gehalten aus dem Wasser als Mineral aus. Es kommt somit nicht zu so großen Konzentrationen wie bei Natrium und Chlorid. In der gleichen Richtung wirkt sich auch der Einbau von Wasser aus Gesteinsklüften oder-poren in Kristallgitter aus, was dazu führt, dass NaCl in weniger Wasservolumen länger in Lösung bleibt als andere Mineralphasen.

Bei Gegenwart von Tonmineralien, Glimmer und anderen Austauschern können auch Ionenaustauschvorgänge zu einer Anreicherung von Cl-Ionen führen (CARLÉ 1975), man nennt diesen Mechanismus „Anionensperre". Eine ähnliche Auswirkung hat der ebenfalls natürliche Prozess der reversen Osmose. Bei Tonen mit ihrer sehr kleinen Feinkorn-Porosität kann zwar das Wasser-Molekül penetrieren, größere gelöste Ionen wie u. a. Chlorid werden dagegen zurückgehalten, es kommt dadurch ebenfalls zu einer fortschreitenden Anreicherung.

Es ist bekannt, dass chemische Bindungen durch Einwirkung ionisierender Strahlung aus den radioaktiven Akzessorien des Gesteins aufgebrochen werden können. Durch diesen eher exotischen Prozess der sog. Radiolyse wird nicht nur das Wasser-Molekül zersetzt, auch die Kristallstruktur von darin gelösten Mineralien, die z. B. Cl-Ionen im Gitter eingebaut haben, wird gestört. Durch diesen Effekt der Radiolyse soll es in einem langen Zeitraum ebenfalls zu einer relativen Cl-Anreicherung kommen. Auch die Begünstigung der Rekristallisation von ionaren Spezies in hochtemperierten wässrigen Lösungen aufgrund deren niedriger Dielektrizitätskonstante sehen manche Forscher als allerdings eher vernachlässigbaren Grund für das Vorkommen von NaCl-Wässern im tiefen Untergrund.

Als weitere interne Quelle für hohe NaCl-Konzentrationen in Tiefenwässern werden häufig auch die Im- oder Explosion von in magmatischen Gesteinen vorkommenden Flüssigkeitseinschlüssen genannt. Das Zerbrechen dieser sog. Inklusionen, die überwiegend an Quarz(adern) gebunden sind, durch tektonische Aktivitäten oder Wärmezufuhr dürfte aber als alleinige Erklärung der hohen Salinität der Tiefenwässer nicht ausreichen. Da in diesen Inklusionen jedoch das Inventar von rezenten/subrezenten und fossilen hydrothermalen Lösungen nicht nur in wässriger, sondern auch in gasförmiger Form in Nanogramm-Mengen eingeschlossen ist und ein genetischer Zusammenhang zwischen den heute beobachteten freien wässrigen Lösungen und den inkludierten älteren Paläofluiden nicht abzustreiten ist (u. a. CATELINEAU & BOIRON 2010; STOBER 1996), bietet die Untersuchung der Einschlüsse aber die viel genutzte Möglichkeit, Informationen über Druck- und Temperaturverhältnisse zur Zeit der Bildung eines Minerals oder seiner letzten Überprägung zu erhalten.

Durch diese und weitere magmatische und hydrothermale Reaktionen und Prozesse, die auch den kontinuierlichen Verbrauch von freiem Wasser in der Kruste und seinen Einbau in wasserhaltige Mineralien wie hauptsächlich Zeolithe und Tonmineralien beinhalten und im Detail nur von Spezialisten verstanden werden (u. a. ALBAREDE 2005; FRAPE et al. 2004), kommt es letztlich zu einer Konzentration der Chloride, die wie bereits ausgeführt die höchste Löslichkeit aller üblichen Salze haben. Die Dichte dieser NaCl-Solen nimmt immer weiter zu, gravitationsbedingt können sie entgegen dem Gradienten des Strömungsfeldes und auch bei Vorhandensein lithologischer Grenzen (LODEMANN et al. 1998; MÖLLER et al. 1997) in größere Tiefen absinken. Man vermutet, dass die Fluide so lange absinken, bis die Abwärtsbewegung durch den vom geothermischen Gradienten erzeugten Auftrieb ausgeglichen wird, so dass es zu einer Umkehr der Fließrichtung kommt und somit zum Aufstieg in Richtung Erdoberfläche. Jedenfalls trägt die Dichteströmung somit ebenfalls zur Erhöhung der Salinität der Tiefenwässer in der kristallinen kontinentalen Kruste bei. Im Falle von Gabbros, Amphiboliten und sonstigen basischen Gesteinen bzw. den entsprechenden metamorphen Varianten wie im Umfeld der KTB entstehen $CaCl_2$-dominierte Tiefenwässer, bei sauren Gesteinen wie Graniten oder Gneisen haben NaCl-Tiefenwässer Vormacht (STOBER & BUCHER 2005).

Die große Übereinstimmung der Chemie von freien und somit beprobbaren hydrothermalen Lösungen einerseits und im Gestein auf Klüften abgesetzten Mineralien sowie der wässrigen Phase in Inklusionen andererseits wird von vielen Wissenschaftlern als Nachweis für das Modell einer Wasser/Gestein-Wechselwirkung zitiert. Dabei kommt den Parametern Calcium und Strontium sowie Sr-Isotopen eine besondere Deutung zu, während Natrium und noch mehr Chlor darauf hinweisen, dass in der Mehrzahl der Fälle wohl eher externe Quellen als Ursache für die hohe Salinität der Tiefenwässer maßgebend sind.

Externe Quellen

Hochsalinares Wasser kann im Zusammenhang mit metamorphen, magmatischen oder vulkanischen Prozessen in den kristallinen Sockel importiert worden sein. So kann z. B. Chlor als Gas oder in Kondensaten und in Restflüssigkeiten aus vulkanischer Aktivität stammen. Es wird auch vermutet, dass auch Subduktionsvorgänge bei Plattenkollision NaCl-Fluide zur Folge haben können. Wahrscheinlicher ist aber, dass aus Nachbargebieten salinare Wässer in kristalline Gesteinsformationen übergetreten sind. Voraussetzung ist, dass ein hydraulischer Gradient und Wanderwege wie tiefreichende Störungen oder Grabenstrukturen für die Lösungen vorhanden sein müssen, um in das Gestein eindringen zu können.

Eine Vielzahl von Wissenschaftlern bevorzugt reliktisches (fossiles) Meerwasser als externe Quelle für salinare Tiefenwässer. Meerwasser wurde im Zusammenhang mit der Bildung brackischer und insbesondere mariner Sedimente im Porenraum als Formationswasser eingeschlossen, später aufgrund der hohen Auflast jüngerer Ablagerungen daraus ausgepresst und wanderte aus dem möglicherweise inzwischen wieder abgetragenen sedimentären Deckgebirge in das geklüftete kristalline Grundgebirge ab. Durch Wechselwirkungen mit dem Gestein stieg sein stofflicher Inhalt zusätzlich an. Andere Vorstellungen gehen davon aus, dass es durch Verdunstungsprozesse an früheren Erdoberflächen zur Produktion von Brines gekommen sei, die gravitationsbedingt in liegende Gesteinsfolgen abgesunken sind. Ein Beispiel dafür könnten die hochsalinaren Tiefenwässer im Buntsandstein des Oberrheingrabens sein, die zumindest im Bereich Soultz-sous-Fôrets im Elsass in den dortigen Granit eingesickert sind (AQUILINA et al. 2000; CATHELINEAU & BOIRON 2010).

Einen noch höheren Stellenwert in der Ursachenforschung für salinare Tiefenwässer hat der direkte Kontakt von Meerwasser mit der Verwitterung ausgesetzten Gesteinsformationen. Das gilt nicht nur für Gebiete, die heute in Küstennähe liegen, sondern auch für Gebiete, die vor langer Zeit von Meerestransgressionen betroffen waren und gegenwärtig z. T. beträchtlich über dem Meeresspiegel liegen. In diesem Zusammenhang zitieren FRAPE et al. (2004) u. a. den Fennoskandischen Schild, der nach dem Abschmelzen der bis zu 3.000 m mächtigen Eiskalotte nach dem Ende der Weichsel-Eiszeit sich bis heute heraushebt, trotzdem aber wegen mehrfachen Anstiegs des Meeresspiegels von aus dem Atlantik stammenden und in die Ostsee einströmenden Salzwasser überflutet wurde. Die genannten Beispiele irritieren allerdings, weil das Yoldia-Meer etwa 10.000–9.000 Jahre vor heute und das Littorina-Meer rd. 7.000–4.000 Jahre vor heute existierten, der für intensive Wasser/Gestein-Wechselwirkungen erforderliche lange Zeitraum somit nicht gegeben zu sein scheint. Während der glazialen Perioden war bei großen Minustemperaturen das Meerwasser zumindest im Küstenbereich gefroren, durch kryogene Prozesse wurde die in die Tiefe migrierende Salzlösung konzentriert.

Diese salinaren Wässer bewegen sich kleinräumig im Untergrund, vielfach findet aber ein großräumiger Transport statt, hervorgerufen durch Druck-, Temperatur- und Dichtegradienten und häufig kontrolliert durch tektonische Vorgänge. Eine Rolle spielen dabei insbesondere orogene, kompressive Prozesse. Aber auch episodische Bewegungen etwa infolge eines Erdbebens sind möglich, die Solen werden dabei in neu entstandene Hohlräume oder ggf. auf orographisch höhere Niveaus „gepumpt".

Aus dem vorher Gesagten ergibt sich ein sehr komplexes Bild der möglichen Genese der Solen im kristallinen Grundgebirge, und selbst im Falle der gemessen an den zahllosen Publikationen wohl weltweit am aufwändigsten untersuchten Kontinentalen Tiefbohrung (KTB) bei Windischeschenbach bleiben viele Fragen unbeantwortet. Immerhin sind sich die Autoren (eine kleine Auswahl: BUCHER & STOBER 2000; EMMERMANN & LAUTERJUNG 1997; MÖLLER et al. 1997, 2005; LODEMANN et al. 1998; STOBER & BUCHER 2005; jeweils mit umfangreichen Literaturzitaten) einig, dass offenbar ein weiträumig ausgedehntes hydrothermales System „angepumpt" wurde, das sich aus extern eingebrachten Na-(K, Mg)-Cl-SO_4-Vorläuferfluiden entwickelt hat. Unklar ist aber insbesondere, ob diese Vorläuferfluide aus permischen Evaporiten oder mesozoischen sedimentären Becken im westlichen Vorland auf einem Bündel von tiefreichenden kataklastischen Scherzonen in die KTB-Region migrierten. Möglicherweise könnten sie aber auch im Zusammenhang mit frühvariskischen Subduktionsprozessen freigesetzt worden und während der spät- und postvariskischen Exhumierung der in der Oberkreide herausgehobenen, in steilstehende Schuppen zerlegten und bruchtektonisch deformierten Zone von Erbendorf und Vohenstrauß (in dieser sog. ZEV wurde die KTB abgeteuft) aus einem ursprünglich wesentlich tieferen Niveau über lithostatisch-hydrostatische Ausgleichsprozesse oder tektonisch bedingt stufenweise in das heutige Niveau gelangt sein.

Mittels Fluidsamplern konnte normales Grundwasser bis mindestens 650 m Tiefe und darunter Salinarwässer in diskreten Horizonten von wenigen Metern bis zu mehreren Zehnermetern direkt beprobt werden. Vermutlich waren Solen ursprünglich NaCl-dominiert, ihre hohen Ca- und Sr-Gehalte werden aus Reaktionen mit den Feldspäten im Gestein bei 250-300° C abge-

leitet. Die in der KTB-VB in 4.000 m Tiefe gemessene Fluidtemperatur beträgt 119° C. Computer-gestützte (z. B. mittels der Software FREEQC) geothermometrische Berechnungen weisen auf eine Lagerstättentemperatur von etwa 160° C hin. Bei Annahme eines geothermischen Gradienten von 2,8° C/100 m stammte die Sole somit wahrscheinlich aus einer Tiefe von ca. 5.500 m und vermischte sich bei ihrem Aufstieg möglicherweise mit abströmendem paläometeorischem Wasser. Der dominierende Typ von wässrigen Inklusionen sind Ca-Na(± K, Mg)-Cl-Lösungen, deren Salinität (bis 48 Gew. % $NaCl\text{-}CaCl_{2\ eq}$) und Ca-Gehalte signifikant mit der Tiefe zunehmen. Diese Inklusionen repräsentieren ein nachkreidezeitliches Fluidsystem. Subrezente Fluidaktivitäten spiegeln sich in Ca-Na-Cl-Inklusionen mit geringer Salinität wider, sie werden nur im oberen Teil der beiden Bohrlöcher gefunden.

Die Verwendung der hier und an anderen Textstellen angesprochenen Geothermometern beruht auf hydrochemischen Analysedaten und lässt Rückschlüsse auf die Temperatur der „Lagerstätte“ (Geotemperatur) zu, der das Wasser entstammt. Voraussetzung für ihren Einsatz ist u. a., dass es zu einem pT-abhängigen Gleichgewicht zwischen Wasser und Kontaktgestein mit bestimmten Mineralgesellschaften gekommen ist. Eine Vermischung mit oberflächennahem Wasser darf nicht erfolgen, es muss also ein geschlossenes System vorliegen. Heute kommen vor allem Kationen-Geothermometer zum Einsatz. Die klassischen SiO_2-Geothermometer können nur für Wässer ohne nennenswerten CO_2-Gehalt angewendet werden, weil dieser neben der Temperatur die Löslichkeit und die Ausfällung von kristallinen und amorphen SiO_2-Modifikationen stark beeinflusst. Da sich alle am südlichen Taunusrand aufsteigenden Tiefenwässer in Oberflächennähe mit Wässern anderer Herkunft und chemischer Zusammensetzung mischen (siehe weiter unten) und insbesondere in Bad Homburg v. d. H. und Bad Nauheim hohe CO_2-Gehalte aufweisen, sollten die geothermometrischen Daten mit einer gewissen Vorsicht interpretiert werden.

Im Taunus und im nördlichen Oberrheingraben gibt es im Gegensatz zum mittleren und südlichen Oberrheingraben oder seinen Grabenschultern (AQUILINA et al. 2000; CATHELINEAU & BOIRON 2010; BUCHER & STOBER 2000; STOBER 1996) entweder keine tiefen Bohrungen, die das Kristallin erreicht haben und im Bohrkern und/oder Bohrgut Kluftmineralien und wässrige und/oder gasförmige Einschlüsse in Quarzgängen oder -adern erschlossen, oder es wurden aus dem Kristallin keine Wasserproben gewonnen und analysiert. Trotzdem haben MAY et al. (1996) und insbesondere KIRNBAUER (2012) sowie LOGES et al. (2012) in Kenntnis der bislang mit Tiefenwässern im Kristallin gemachten Erfahrungen und der Schlüsselrolle, die Sr-Isotopen ebenso wie auch den Seltenen Erden dabei zugekommen ist, den Versuch unternommen, die komplexe Herkunft der Wiesbadener Mineral- und Thermalquellen und die sehr unterschiedliche Natur ihrer stark NaCl-haltigen Wässer aufzuklären. Anstelle der Kluftmineralien und Inklusionen, die andernorts wie z. B. im Zusammenhang mit der 5.057 m tiefen Bohrung GPK2 in Soultz-sous-Forêts im Elsass (CATHELINEAU & BOIRON 2009) oder der bereits erwähnten Kontinentalen Tiefbohrung (KTB) in der Oberpfalz (BUCHER & STOBER 2000; LODEMANN et al. 1998; MÖLLER et al. 1997; STOBER & BUCHER 2005) den Wissenschaftlern für ihre Interpretation der Genese hochsalinarer Tiefenwässer im Kristallin zur Verfügung standen, dienten KIRNBAUER (2012) und LOGES et al. (2012) die rezenten und fossilen Quellsinter und geochemische Korrelationen mit den rezenten Mineral- und Thermalwässern speziell in Wiesbaden und Bad Nauheim.

Im Wasser des Kochbrunnens, der benachbarten Salmquelle und der Adlerquellen schwanken die $^{87}Sr/^{86}Sr$-Quotienten zwischen 0,71534 und 0,71536, im Falle der Schützenhofquelle ist dieser Quotient mit 0,71453 etwas kleiner, vom Faulbrunnen und anderen Quellen, die teilweise ebenfalls den Primärquellen zugerechnet werden, werden in der Literatur keine $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnisse genannt. Diese Werte und eben falls die Strontium-Gehalte in den Wässern der genannten Quellen zwischen 12,5 und

16 mg/l (MITTELBACH 2008; LOGES et al. 2012) lassen sich nicht mit der geochemischen Zusammensetzung der Gesteine des Tertiärs und des Rotliegenden im Oberrheingraben bzw. Mainzer Becken oder des Unterdevons im Taunus erklären, sondern weisen auf eine Komponente aus kristallinen Gesteinen hin.

Im Wasser des Kochbrunnens, dem als schüttungsstärkster und wärmster Wiesbadener Thermalquelle mit der höchsten Salzfracht besondere Bedeutung zukommt, beträgt das molare Na/Cl-Verhältnis 0,86, es ist deckungsgleich mit dem Wert für Meerwasser und liegt nahe bei dem Wert für Steinsalz, der 1,00 beträgt. Im Falle der Salmquelle und des Faulbrunnens ist die Relation mit 0,87 vergleichbar, der Ca/Cl-Quotient im Wasser der Adlerquellen und der Schützenhofquelle ist dagegen mit 1,03 bzw. 0,97 etwas höher, liegt aber ebenfalls im Rahmen. Das molare Cl/Br-Verhältnis im Wasser aller genannten Quellen schwankt zwischen 2.100 und 3.200 (2.600 im Wasser des Kochbrunnens) und ist signifikant höher als das von Meerwasser, das mit ca. 650 angegeben wird, aber deutlich kleiner als bei Thermalwässern, deren NaCl-Gehalte von tertiären Steinsalzlagerstätten des Oberrheingrabens abgeleitet werden (5.400–22.300). Für Quellwässer, die in chemischer Hinsicht keinen Bezug zu Evaporiten haben, wurden Cl/Br-Verhältnisse zwischen 380 und 740 errechnet, diese Werte kommen somit dem Wert für Meerwasser nahe. Ein gut untersuchter Vertreter dieses Typs sind die im Triberg-Granit im mittleren Schwarzwald zirkulierenden Wässer mit dem für Meerwasser charakteristischen Wert von 650 (STOBER & BUCHER 1999 a, b).

Tabelle 2: Sr-Gehalte, $^{87}Sr/^{86}Sr$-Qotienten sowie $\delta^{34}S$-Werte und ihre Bedeutung für Ableitung der Genese des Wiesbadener Thermalwassers

geochemische Kennwerte	**genetische Bedeutung und Prozesse**
Sr-Gehalte 0,1–1 mg/l $\delta^{34}S$ 20 – 40 ‰	Vermischung mit oberflächennahem Grundwasser
Sr-Gehalte 1–10 mg/l $^{87}Sr/^{86}Sr < 0{,}712$	Zumischung von kühlerem Wasser in tertiären Sedimenten mit eingelagerten Evaporiten
Sr-Gehalte 50–100 mg/l $^{87}Sr/^{86}Sr > 0{,}712$	heißes Wasser aus großer Tiefe aufsteigend

Auf der Basis geochemischer Berechnungen und insbesondere unter Berücksichtigung der Strontium-Konzentrationen, des $^{87}Sr/^{86}Sr$-Qotienten sowie der $\delta^{34}S$-Werte im Wiesbadener Thermalwasser leiten LOGES et al. (2012) von der Tiefe abhängige Wassertypen unterschiedlicher Genese ab (Tab. 2). Die unterschiedlichen Größenordnungen dieser Kennwerte werden so gedeutet, dass heißes, aus fossilem Meerwasser abgeleitetes Tiefenwasser mit hohen Sr-Konzentrationen (50-100 mg/l) und höheren $^{87}Sr/^{86}Sr$-Qotienten (> 0712) aus großer Tiefe aufsteigt; die mittels geothermometrischer Verfahren ermittelte Lagerstättentemperatur von 100–140° C, im Mittel 110° C (WAGNER et al. 2005), weist bei Annahme eines geothermischen Gradienten von 3° C/100 m auf eine Tiefe von 3–5 km hin. Diesem auch im Zusammenhang mit seinem Aufstieg geochemisch modifizierten Tiefenwasser wird in tertiären Sedimenten weniger warmes Wasser mit geringeren Sr-Konzentrationen (1–10 mg/l) und kleineren $^{87}Sr/^{86}Sr$-Qotienten (< 0712) zugemischt, seine höhere, zusätzliche Salinität wird mit ihrem direkten Kontakt mit Evaporiten oder durch Mischung mit Wasser, das gelöstes Steinsalz enthält, erklärt. In Oberflächennähe kommt es zu einer Mischung mit Grundwasser mit sehr niedrigen Sr-Konzentrationen (0,1–1 mg/l) und höheren $\delta^{34}S$-Werten. Die zwischen 12,5 und 16 mg/l liegenden Sr-Konzentrationen im Wasser der Wiesbadener Primärquellen weisen somit darauf hin, dass in ihm ein quantitativ nicht

näher abschätzbarer Anteil der Brines enthalten sein muss. Die Hydrogenkarbonat- und Calcium-Gehalte der Wiesbadener Thermalwässer sind geringer als im Falle der Bad Nauheimer Wässer, die in verkarsteten mitteldevonischen Kalksteinen aufsteigen. Davon abgesehen wird trotz aller chemischen Unterschiede insbesondere aufgrund ihrer isotopischen Signatur allen am S-Rand des Taunus aufsteigenden hochmineralisierten Wässern die gleiche Genese zugesprochen (KIRNBAUER 1997, 2008; LOGES et al. 2012; MAY et al. 1996, WAGNER et al. 2005). Anhand der Skizze in Abbildung 17 soll der Versuch gemacht werden, die Genese der am S-Rand des Taunus aufsteigenden salinaren Tiefenwässer zu erläutern.

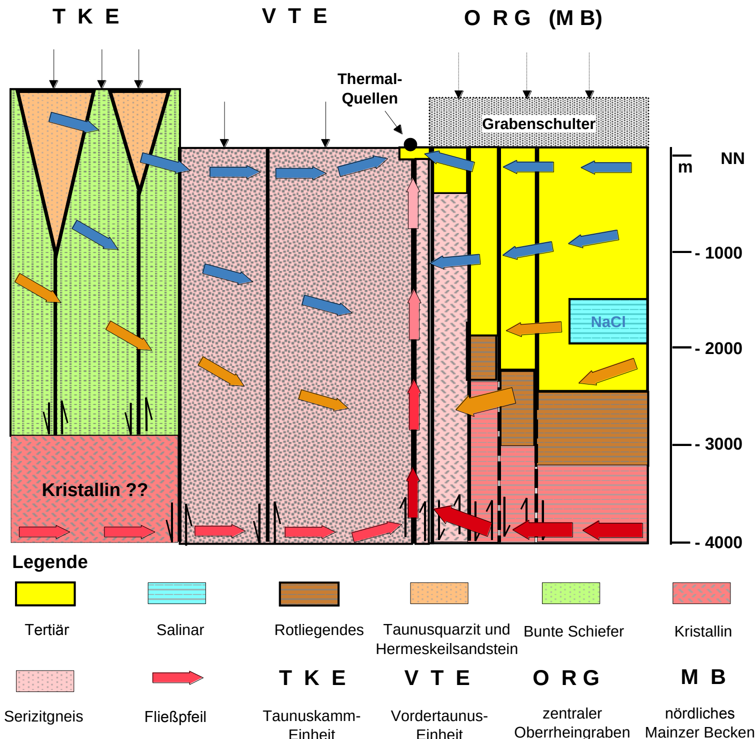


Abbildung 17: Nicht maßstäbliche und stark vereinfachte NW-SE-orientierte Systemskizze zum Transport und Aufstieg stark versalzener Thermalwässer am südlichen Taunusrand; die gestrichelten Pfeile im Bereich des nördlichen Oberrheingrabens bzw. des Mainzer Beckens sollen andeuten, dass hier die Grundwasserneubildung im Wesentlichen auf den Grabenschultern stattfindet, die außerhalb des Profilschnitts liegen. Geologie in Anlehnung an Abb. 2 von ANDERLE (2012), Interpretation der Herkunft der Salzwässer z. T. in Anlehnung an LOGES et al. (2012). Die Farbe und Größe der Pfeile sollen auf die vermuteten unterschiedlichen Temperaturen und Wasservolumen hinweisen.

Was könnte das vermutete Paläo-Meerwasser gewesen sein? Zu denken wäre zunächst an das Formationswasser der in einem marinen Milieu abgelagerten unterdevonischen Gesteine des Taunus. In Anbetracht der Kompaktierung und diagenetischen Verfestigung der ursprünglichen Lockergesteine und insbesondere der während der variskischen Orogenese erfolgten starken tektonischen Beanspruchung der Gesteinspakete wird diese Möglichkeit als unrealistisch eingestuft (FRAPE et al. 2004). Dagegen sind aber Überflutungen der exponierten vor- und unterdevoni-

schen Gesteine des Taunus bei Vorstößen des oligozänen und untermiozänen Meeres (ANDERLE 1987 a; ANDERLE & HOTTENROTT 2011; SCHÄFER 2012) und somit auch chemische Wechselreaktionen zwischen Wasser und Gesteinsmatrix überlegenswert. Das betrifft auch den nördlichen Oberrheingraben, dessen kristalliner Sockel und die diskordant auflagernden jungpaläozoischen und mesozoischen Gesteine vom Salzwasser des Muschelkalkmeeres und der tertiären Meeresvorstöße imprägniert worden sein könnten. Trotz der seit Jahrzehnten immer wieder bestätigten Tatsache, dass in kristallinen Gesteinen in größeren Tiefen hochsalinare Wässer nachgewiesen werden, melden erfahrene Taunus-Geologen aber Zweifel an, ob das Steinsalz, das heute mit den Quellwässern aus dem Untergrund ausgebracht wird, in den in Abschn. 4.1 genannten großen Mengen in den Klüften der wenig permeablen Festgesteine „gespeichert“ werden kann, selbst wenn dafür sehr lange Zeiträume in Ansatz gebracht werden.

Beim jetzigen Kenntnisstand ist davon auszugehen, dass in den in Wiesbaden und andernorts am S-Rand des Taunus austretenden Salinarwässern Anteile von Brines enthalten sind, die im kristallinen Gebirgssockel des Taunus und/oder des nördlichen Oberrheingrabens generiert wurden bzw. werden. Es ist aber auch offenkundig, dass sich ihre hohe Salinität ganz überwiegend aus der Zumischung von Wässern ableitet, die Kontakt mit in den tertiären Schichten des Oberrheingrabens eingeschalteten kompakten Steinsalzbänken oder zumindest NaCl-haltigen feinkörnigen Sedimenten hatten. Eine weitere geochemische Veränderung der primären Tiefenwässer resultiert aus ihrer Vermischung mit oberflächennahem „normalem“ Grundwasser mit höheren Hydrogenkarbonat- und Sulfatgehalten.

5.2 Warmwasserheizung Oberrheingraben

FILL (1935) vermutete, dass sich das Wiesbadener Thermalwasser aus überhitztem Wasserdampf ableiten lässt, der aus großer Tiefe aus dem oberen Mantel aufsteigt und oberflächennah kondensiert. Auch MICHELS (1926, 1954) wollte einen kleinen Anteil an juvenilem Wasser nicht ausschließen, er leitete ihn aus kondensierten Entgasungsprodukten von Vulkanen ab. Diese Auffassungen sind singulär, decken sich aber zumindest mit den heutigen Vorstellungen, dass das Thermalwasser aus größeren Tiefen stammen muss.

Mittels geothermometrischer Berechnungen und unter Bezug auf einen für den südlichen Taunus geltenden geothermischen Gradienten von 3° C/100 m wird auf die Tiefe geschlossen, in der die Brines entstanden sind. KIRNBAUER et al. (2012), LOGES et al. (2012) und WAGNER et al. (2005) gehen je nach verwendetem Geothermometer von Lagerstättentemperaturen bis zu 180° C aus, die in Tiefen zwischen 3 und 5 km herrschen sollen. In diesen Tiefen entstanden die heißen Wässer oder wurden nach einem möglichen Aufstieg aus einem noch tieferen Reservoir hier gespeichert oder sanken aus einem höheren Niveau in diesen Horizont ab

Diese Autoren favorisieren mehr oder weniger deutlich die Metavulkanite der Phyllitzone des Vordertaunus bzw. den Grenzbereich Metavulkanite/kristallines Basement des Rhenoherzynikums als Ort der Entstehung dieser Brines. Aus regionalgeologischer Sicht gibt es jedoch Vorbehalte gegen diese enge Sichtweise, denn es ist nur schwer vorstellbar, dass die bis in sehr große Tiefen reichende Taunussüdrand-Verwerfung, in deren Bereich die Mineral- und Thermalwässer zwischen Assmannshausen und Bad Nauheim aufsteigen, aus hydrogeologischer Sicht eine scharfe Grenze zwischen Vordertaunus und dem südlich anschließenden Oberrheingraben bzw. Mainzer Becken darstellen soll. Außerdem sollte man sich vor Augen halten, dass die komplexe Tektonik am N-Rand des Oberrheingrabens mit vorwiegend

NW-SE-streichenden Horsten und Gräben und den diese Strukturen begleitenden Störungen dieses kontinentale Riftsystem mit dem Vordertaunus bzw. Taunus geohydraulisch gewissermaßen „verzahnt". Warum sollte daher ausgeschlossen sein, dass den Quellwässern am Taunussüdrand anteilig beigemischte Brines zumindest teilweise auch im kristallinen Basement des Oberrheingrabens entstanden sein können? Daher sollen im Folgenden die hier wesentlich höheren Wärmeflüsse näher beleuchtet werden.

Bei Soultz-sous-Forêts beträgt der geothermische Gradient in ca. 2 km Tiefe im dem Granit auflagerndem Buntsandstein 8–10° C/100 m (AQUILINA et al. 2000; CATHELINEAU & BOIRON 2010; PRIBNOW & SCHELLSCHMIDT 2000). In dieser Tiefe werden Temperaturen bis 140° C gemessen, in rd. 5 km Tiefe bis 185° C, in noch größeren Tiefen wird ein wasserarmes Hochtemperaturreservoir mit Temperaturen von bis zu 250° C vermutet, aus dem die Wärme konduktiv durch das Gestein aufsteigt. Im Bereich Landau ist der geothermische Gradient mit 10° C/100 m sogar noch höher und war der Grund dafür, dass nach entsprechenden Voruntersuchungen dort im Jahr 2007 das erste deutsche Geothermie-Kraftwerk in Probebetrieb gegangen ist. Das im Muschelkalk zirkulierende Wasser ist in rd. 3 km Tiefe fast 160° C heiß, aus diesem Energiepotential werden 3 MW Strom gewonnen. In Insheim wenige Kilometer südlich Landau wurden in den Jahren 2008/2009 zwei bis 3.800 m tiefe Bohrungen niedergebracht, das neue Geothermiekraftwerk ging im November 2012 in den Probebetrieb, man rechnet mit einer elektrischen Leistung von 4,8 MW. Dagegen wurden Pläne für ein Geothermie-Kraftwerk bei Rülzheim ostsüdöstlich von Landau vorerst zurückgestellt. Im Jahr 2009 ging auch bei Bruchsal ein hydrothermales Geothermie-Kraftwerk in den Probebetrieb. Die beiden 1983/85 niedergebrachten bis 2.542 m tiefen Bohrungen haben den Mittleren und Unteren Buntsandstein als Zielhorizont, in dieser Tiefe werden Temperaturen bis 134 °C gemessen. Jüngstes Geothermie-Projekt im Oberrheingraben ist die Anlage bei Brühl südlich Mannheim. Die erste Bohrung wurde im März 2012 begonnen und wird gegen Ende des Jahres 2013 ihre Zieltiefe von etwa 3,8 km im Buntsandstein erreicht haben. In dieser Tiefe wird 150° C heißes Wasser erwartet. Eine zweite Bohrung hatte im Mai 2013 eine Tiefe von 470 m erreicht.

Im Hessischen Ried und somit im nördlichen Abschnitt des zentralen Oberrheingrabens dürften die Verhältnisse vergleichbar sein. Mittels aufwändiger Temperaturmodelle, die in jüngster Zeit von Geologen der Technischen Universität Darmstadt und des Hessischen Landesamtes für Umwelt und Geologie in Wiesbaden entwickelt wurden und in die in Tiefbohrungen konkret gemessene Wassertemperaturen Eingang gefunden haben, wurden südlich von Wiesbaden in 2 km Tiefe Temperaturen zwischen 90 und 100° C berechnet, weiter im Raum Groß-Gerau von bis zu 130° C (Abb. 18). In 3 km Tiefe geht man von Temperaturen bis 150° C und mehr aus, dementsprechend betragen die geothermischen Gradienten 4,8 bis 5,6° C/100 m (ARNDT & BÄR 2011, ARNDT et al. 2011; BÄR et al. 2011; FRITSCHE, pers. Mitt. 2012; FRITSCHE & KRACHT 2010; Hess. Ministerium für Umwelt usw. 2010; Hess. Landesamt für Umwelt und Geologie 2006). Mittlerweile laufen Vorbereitungen, bei Groß-Gerau ein Geothermie-Kraftwerk zu bauen. Obwohl zu vermuten ist, dass auch im kristallinen Sockel des Mainzer Beckens heiße Tiefenwässer zirkulieren, wurden bislang in diesem Bereich keine vergleichbaren Untersuchungen angestellt. Ein entscheidender Grund dafür ist, dass geologisch bedingt anders als z. B. im Raum Soultz-sous-Forêts mit den in der Nähe liegenden Ölfeldern von Pechelbronn oder im Hessischen Ried hier keine Prospektion auf Erdöl oder -gas durchgeführt wurde und daher keine tiefen Bohrungen existieren.

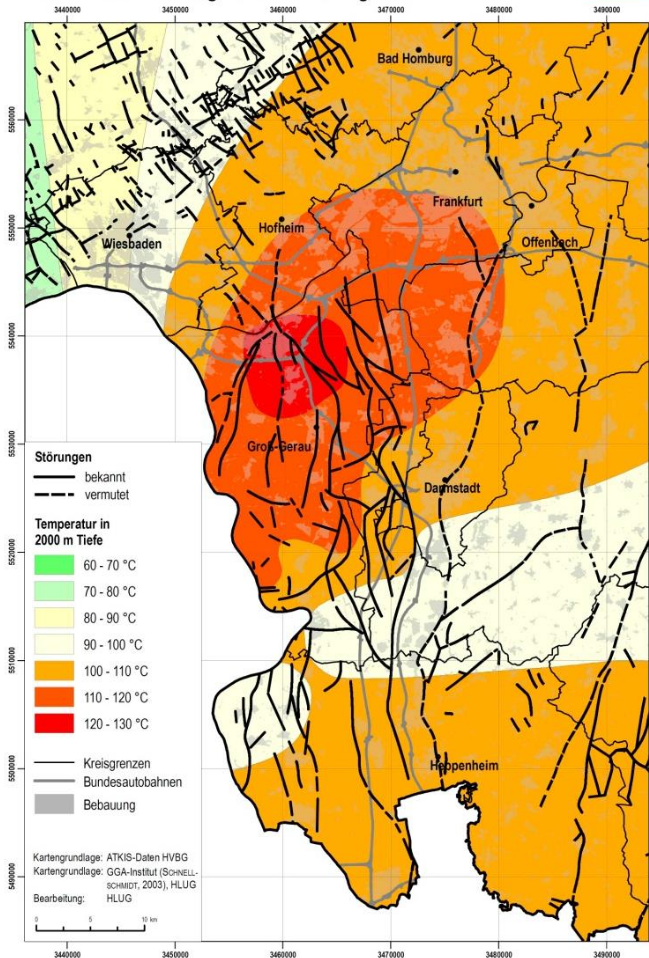


Abbildung 18: Weitreichende Störungen und Temperaturen in 2.000 m Tiefe (aus Hess. Landesamt für Umwelt und Geologie 2006).

In diesem mehrere Kilometer tief eingebrochenen Bruchschollenfeld mit seinen zahllosen und in große Tiefe reichenden Störungen ist der geothermische Gradient somit beträchtlich höher als im Taunus oder im kristallinen Sockel der Grabenschultern. Im Bereich des Schwarzwaldes hat der geothermische Gradient eine Größenordnung von ca. 3° C/100 m (BUCHER & STOBER 2000; STOBER 1996; STOBER & BUCHER 1999 a, b), im Odenwald sind die Verhältnisse vergleichbar. Im Zusammenhang mit der im Jahr 2011 in Groß-Umstadt, OT. Heubach, durchgeführten 900 m tiefen Geothermie-Bohrung wurde in den hier unter Rotliegendem des Sprendlin-

ger Horstes anstehenden Gneisen und Graniten in 770 m Tiefe eine Temperatur von 38° C gemessen und daraus ein geothermischer Gradient von weniger als 3° C/100 m ermittelt (FRITSCHE, pers. Mitt. 2012; FRITSCHE et al. 2012). In der KTB-VB wurde in 4 km Tiefe ein Wasser beprobt, das eine Temperatur von 119° C aufwies, in 5,5 km Tiefe soll die Wassertemperatur 160° C betragen. Unter Bezug auf einen geothermischen Gradienten von 2,8° C/100 m im kristallinen Grundgebirge der Oberpfalz und auf der Basis geothermometrischer Berechnungen soll das 160° C heiße Wasser aus einer Tiefe von 9,1 km aufgestiegen sein, die Lagerstättentemperatur wurde mit 265° C prognostiziert (STOBER & BUCHER 2005).

Unter der Annahme, dass die Wiesbadener Thermalquellen in einem nicht unerheblichen Anteil auch durch Brines aus dem N-Abschnitt des Oberrheingrabens gespeist werden, müssten bei einer vermuteten mittleren Lagerstättentemperatur von 110° C, einem geothermischen Gradienten von 4,5–5°C/100 m und einer Jahresdurchschnittstemperatur von etwa 10° C an der Erdoberfläche hier die heißen Wässer rechnerisch in einer Tiefe von maximal 2 km zirkulieren. Am N-Rand des zentralen Oberrheingrabens und im Mainzer Becken wären demzufolge kristalline Gesteine wie Gneise und insbesondere Granite der Aquifer und/oder die überlagernden Sandsteine oder Vulkanite des Rotliegenden, dessen Oberkante in Frankfurt a. M. in nur 300 bis 600 m Tiefe angetroffen wird. Das Rotliegende wird wiederum überlagert von tertiären Sedimenten, die im Zentralgraben in südlicher Richtung immer mächtiger werden und einige 1.000 m erreichen können. Im Hinblick auf hydrothermale Stromerzeugung (Nutzung der im heißen Wasser gespeicherten Energie) wird den tertiären Ablagerungen lediglich ein kleines bis mittleres Potential zugestanden, dem Rotliegenden dagegen ein mittleres bis hohes. Wegen ihrer höheren Permeabilität werden die Gesteine des Buntsandsteins und des Muschelkalks südlich der hessisch/baden-württembergischen Landesgrenze besser bewertet. Das liegende Kristallin wird im Hinblick auf sehr viel höhere Temperaturen als 150° C noch besser eingestuft, es wird sogar ein hohes Potential für petrothermische Stromerzeugung (Nutzung der im heißen, fast wasserfreien Gestein gespeicherten Energie) attestiert (BÄR et al. 2011). Die gewonnenen Erkenntnisse erlauben die Aussage, dass im nördlichen Oberrheingraben 10 bis 15 Geothermie-Kraftwerke möglich erscheinen.

Die beträchtlich höheren geothermischen Gradienten bis maximal 12° C/100 m (MÜNCH et al. 2005) innerhalb des Oberrheingrabens als die Durchschnittsgradienten von 3° C/100 m gehen hauptsächlich darauf zurück, dass die Erdkruste im südlichen Oberrheingraben eine Mächtigkeit von lediglich 24 km aufweist, bei Karlsruhe von etwa 26 km und an seinem nördlichen Ende von 28 km (SCHWARZ & HENKE 2005). Außerhalb des Grabens liegt die auch Mohorovičić-Diskontinuität genannte Grenzzfläche Erdkruste/-mantel in 30 km Tiefe und somit im Durchschnitt 4 km tiefer als in der Umgebung. Zusätzlich reichen zahlreiche, meist steil stehende Störungen in größere Tiefen, z. T. bis in die mittlere Erdkruste.

Der Oberrheingraben kann im Hinblick auf den Wärmetransport als konduktiv dominiertes System mit einer starken konvektiven Komponente angesehen werden. An der Grenze Kristallin/Deckgebirge, die in einer mittleren Tiefe von 4,5 km angenommen wird, wurde ein sich aus mehreren Quellen speisender Wärmefluss von im Mittel 80 ± 10 mW/m^2 berechnet (CLAUSER & VILLINGER 1990; PRIBNOW & SCHELLSCHMIDT 2000). Die Wärmekonduktivität wird aus thermophysikalischen Gesteinskennwerten wie Wärmeleitfähigkeit, spez. Wärmekapazität und Gesteinsdichte sowie aus hydraulischen Gesteinseigenschaften wie Darcy-Koeffizient und Transmissivität abgeleitet. Die Auswertung von im Oberrheingraben in tiefen Bohrungen gewonnenen Temperaturdaten zeigt nicht nur eine extreme Variation des

Temperaturanstiegs mit der Tiefe, sondern zeigt auch auf, dass unterhalb von 2 bis 3 km Tiefe alle geothermischen Gradienten mehr oder weniger auf den „normalen“ Gradienten von 3° C/100 m zurückgehen (MÜNCH et al. 2005). Diese Reduzierung des Temperaturgradienten (aber nicht der Temperatur an sich!) mit zunehmender Tiefe und die Vielzahl geothermischer Anomalien generell wird als Hinweis auf einen konvektiven Wärmetransport durch heiße Tiefenwässer gesehen, die bis in die tertiäre Grabenfüllung aufsteigen (AQUILINA et al. 2000; BÄR et al. 2011; MÜNCH et al. 2005; PRIBNOW & SCHELLSCHMIDT 2000). Sinken aus irgendeinem Grund diese sich beim Aufstieg abkühlenden Tiefenwässer wieder ab, kann sich das in einer drastischen Reduzierung der geothermischen Gradienten in den liegenden Gesteinen auswirken, so nachgewiesen z. B. in Soultz-sous-Forêts (AQUILINA et al. 2000; CATHELINEAU & BOIRON 2010). Man geht davon aus, dass diese im kristallinen Basement generierten Tiefenwässer eine Temperatur von ca. 250° C haben (AQUILINA et al. 2000; CLAUSER & VILLINGER 1990), also offensichtlich sehr viel heißer sind als die Brines, die in den Metavulkaniten des Taunus entstehen.

Der W-Rand des Grabens mit seinen zahlreichen kleinen und großen Verwerfungen ist offenbar in geothermaler Hinsicht gegenüber dem Grabentiefsten bevorzugt, denn an den tektonischen Grenzen von Teilgräben und Horsten steigt heißes Wasser auf. Hier macht die Konvektion ca. ein Drittel des gesamten Wärmestroms aus, lokal sogar mehr als 55 %. In diesen Fällen kann der Wärmestrom mehr als 120 mW/m^2 betragen (CLAUSER & VILLINGER 1990; PRIBNOW & SCHELLSCHMIDT 2000). Ein bekanntes Beispiel für diese geothermische Situation ist der in sich wieder tektonisch differenzierte Horst von Soultz-sous-Forêts am W-Rand des mittleren Oberrheingrabens. Die starke Zerblockung des Granits und seiner Deckschichten hat einen kleinräumigen Wechsel von konduktivem und konvektivem Wärmetransport und dementsprechend die Ausbildung lokaler Wärmeanomalien zur Folge (AQUILINA et al. 2000; CATHELINEAU & BOIRON 2010; PRIBNOW & SCHELLSCHMIDT 2000).

BÄR et al. (2011) gehen davon aus, dass im hessischen Teil des Oberrheingrabens der Wärmetransport aufgrund der komplexen Bruchschollentektonik konvektiv dominiert ist. Möglicherweise resultieren die relativ hohen Temperaturen aber nicht nur aus den speziellen tektonischen Verhältnissen, sondern können anteilig auch darauf beruhen, dass die radiogenetische Wärmeproduktion von Graniten 3–6 mal höher ist als die von Sedimenten (PRIBNOW & SCHELLSCHMIDT 2000) und kristalline Gesteine die Wärme um den Faktor 2–3 besser leiten als Lockergesteine (STOBER & BUCHER 2012). Besonders Tone leiten die Wärme schlecht, senkrecht zur Schichtung ist die Wärmeleitfähigkeit um ein Drittel oder sogar mehr reduziert als parallel dazu. Die Oberkante des Kristallins liegt zumindest südlich von Darmstadt am W-Rand des Grabens in der Regel höher als in östlicher Richtung zur Grabenmitte hin mit ihrer mächtigen Sedimentfüllung. Möglicherweise erklärt auch diese besondere geothermische Situation, dass die Wiesbadener Mineralquellen wesentlich höhere Temperaturen aufweisen als die ebenfalls am Taunussüdrand, aber weiter im Nordosten aufsteigenden Salzwässer zwischen Bad Soden i. Ts. und Bad Nauheim, wo z. T. mächtige Abfolgen von Tonsteinen oder Tonen den vertikal zur Erdoberfläche hin gerichteten Wärmefluss stark hemmen und somit bis zu einem gewissen Grad eine isolierende Wirkung haben (siehe auch 6).

6 Offene Fragen – mögliche Antworten ?

LOGES et al. (2012) postulieren eine Entstehung der heißen hochsalinaren Lösungen in einer Tiefe von 3–5 km. Da diese Spanne nach ANDERLE (2012) und KLÜGEL

(1997) der Tiefenlage der Grenze Vordevon/Kristallin im Bereich der Phyllitzone entspricht, könnte daraus abgeleitet werden, dass diese Fluide nur in den Metavulkaniten generiert worden sein können, möglicherweise auch in hochgradig metamorphen Gesteinen wie Gneisen, die vermutlich im Liegenden angetroffen werden. Es kann häufig eine Albitisierung der Metavulkanite im Umfeld der Austrittsorte der Quellen festgestellt werden. In aus maximal 125 m Tiefe stammenden Bohrproben sind auch andere Wasser/Gestein-Wechselwirkungen wie u.a. eine Häufigkeitsabnahme von Plagioklas und Biotit sowie eine Verarmung an Calcium und Natrium erkennbar (WAGNER et al. 2005). Reichen diese Informationen aber für eine Aussage aus, dass diese Lösungen wirklich relativ kleinräumig im Vordertaunus entstanden sind bzw. entstehen? Diese Frage sollte nicht nur auf der Basis geochemischer Modellrechnungen beantwortet werden. Idealerweise sollte auch auf Daten zurückgegriffen werden können, die sich auf in mehrere Kilometern tiefen Bohrungen gewonnene Proben hochsalinaren Wassers beziehen, doch diese kostspieligen Tiefbohrungen gibt es nicht. Folgt man MAY et al. (1996), werden überall im kristallinen Sockel des Rheinischen Schiefergebirges die Brines generiert, jedoch wurde bzw. wird das hydrothermale System mit seinen hochsalinaren Fluiden im Wesentlichen nur am S-Rand des Taunus hydrostatisch entlastet, innerhalb des Gebirges austretende Salzquellen mit Bezug zu diesem System sind nach ihm eine große Ausnahme. Über ein Bündel von steil stehenden Parallelstörungen, die den nördlichen Oberrheingraben vom Schiefergebirge tektonisch trennen und in Tiefen von > 10 km reichen, steigen diese Tiefenwässer auf. Aber wo und in welcher Tiefe wurzelt dieses System? Kann man in Anbetracht der äußerst komplizierten tektonischen und somit auch hydrogeologischen Verhältnisse am N-Ende des zentralen Oberrheingrabens bzw. des Mainzer Beckens den Generierungs- und Speicherraum dieser heißen salzreichen Wässer auch nur annähernd abschätzen? Es ist nicht auszuschließen, dass die in Wiesbaden und weiter im Nordosten bis in den Raum Bad Nauheim aufsteigenden salinaren Wässer sowohl in den altpaläozoischen Metavulkaniten und/oder liegendem noch älteren Kristallin am S-Rand des Taunus als auch im nördlichen Oberrheingraben bzw. im Mainzer Becken gebildet wurden bzw. werden. Aufgrund der Sr-Isotopensignaturen scheiden die Gesteine des Tertiärs und des Rotliegenden aus. In Frage kommt aber das Basement in Form von vorherrschenden Graniten, zumal diese rigiden kristallinen Gesteine bei tektonischem Stress eher zerschert und in Klüftkörper zerlegt werden und somit stärker wasserwegsam sind als auf Druck eher elastisch reagierende Metapelite und -vulkanite. Immerhin stellen LOGES et al. (2012) im Hinblick auf die Tiefenwässer im kristallinen Sockel am W-Rand des zentralen Oberrheingrabens im Bereich Soultz-sous-Forêts (AQUILINA et al. 2000; CATHELINEAU & BOIRON 2010) große geochemische Ähnlichkeit mit den NaCl-dominierten Thermalwässern fest, die am N-Rand des Oberrheingrabens aufsteigen. Es fällt allerdings auf, dass die Sr-Isotopensignaturen in den jeweiligen Tiefenwässern recht variabel und über einen weiten Bereich überlappend sind (LOGES, pers. Mitt. 2012). Wenn das kristalline Basement am N-Rand des zentralen Oberrheingrabens bzw. des Mainzer Beckens somit (auch) als Ort der Generierung der Brines nicht ausgeschlossen werden kann, wird es schwierig, ohne bessere Argumente der Einschätzung der regionalen Taunusgeologen zu widersprechen, dass wegen der Fortsetzung von tiefreichenden Störungen und sonstigen tektonischen Strukturen des Oberrheingrabens in den Taunus hinein (siehe 3.3.) auch die warme Virchowquelle bei Kiedrich oder der kalte Salzborn bei Eltville zumindest teilweise hochsalinare, bei ihrem Aufstieg geochemisch veränderte Tiefenwässer führen.

Ein weiteres Argument, das nicht für die ausschließliche Entstehung der Brines in der Phyllitzone des Vordertaunus spricht, ist die Tatsache, dass alle bisher in Tief-

bohrungen nachgewiesenen Brines im kristallinen Kontinentalsockel generiert wurden bzw. werden, wenn von den sog. „basinal brines" in Sedimentbecken wie z. B. den weiter vorne angesprochenen Buntsandstein-Brines abgesehen wird. Die im Vordertaunus dominierenden ehemaligen intermediären bis sauren Vulkanite wurden nur relativ schwach metamorph überprägt (Grünschiefer-Fazies), der Rossert-Metaandesit (= Grünschiefer) und der Wiesbaden Meta-Rhyolith (= Serizitgneis) sind somit nicht wirklich kristallin und daher nicht mit Graniten und insbesondere Gneisen des Fennoskandischen Schildes oder des Schwarzwaldes zu vergleichen. Auch deswegen sollte der Möglichkeit näher getreten werden, dass die NaCl-haltigen Thermalwässer schwerpunktmäßig am N-Rand der Mitteldeutschen Kristallinschwelle und somit auch im abgesenkten Kristallin des nördlichen Oberrheingrabens entstanden sein könnten. Auch die im Oberrheingraben erhöhten geothermalen Gradienten und der häufige Nachweis von an tiefreichende Störungen gebundenen Heißwasseraufstiegen sprechen dafür. Im Bereich Soultz-sous-Forêts sind die Geologen wegen zahlreicher Bohrprofile, geophysikalischer Untersuchungen sowie chemischer Wasseranalysen schon viel weiter. Es wurden zwei genetisch unterschiedliche und zu unterschiedlichen Zeiten gebildete Brines nachgewiesen, einmal sedimentäre Brines im Buntsandstein (sog. „basinal brines"), die in den oberen Teil des liegenden Granits eingesickert sind, und zum anderen aus dem tieferen kristallinen Sockel aus mindestens 5 km Tiefe aufgestiegene Brines (AQUILINA et al. 2000; CATHELINEAU & BOIRON 2010).

Unter Berücksichtigung der Heraushebung des Taunus seit dem Mittelpleistozän und der Vertikalverteilung fossiler Quellsinter leiten KIRNBAUER (1997, 2007, 2008) und LOGES et al. (2012) indirekt ein Mindestalter des hydrothermalen Systems am S-Rand dieses Gebirges zwischen rd. 450.000 Jahren (Wiesbaden) und rd. 800.000 Jahren (Bad Nauheim) ab. Das Alter der hydrothermalen Lösungen ist unbekannt, mit den von LOGES et al. (2012) verwendeten (isotopen-)geochemischen Verfahren ist dieses Alter auch nicht direkt bestimmbar. Da es sich nicht um ein geschlossenes System handelt und Wasser und Gestein ständig re-equilibrieren, muss die Lösungsfracht im Wasser nicht gleich alt sein wie das Wasser selbst, dessen Alter im Gegensatz zu Angaben von STENGEL-RUTKOWSKI (2009) bislang nicht bestimmt wurde (siehe 3.4). Andererseits deuten die Werte von Kationen-Geothermometern auf einen verhältnismäßig schnellen Aufstieg dieser Wässer innerhalb einer geologisch sehr kurzen Zeit von höchstens einem Jahr (KIRNBAUER 2007; LOGES et al. 2012) bis maximal wenigen Jahrzehnten (LOGES, pers. Mitt. 2012) aus Tiefen hin, in denen sie bei Temperaturen von im Mittel 110 °C mit dem Gestein im Gleichgewicht standen. Wie lange sie dort waren, ob sie davor aus noch größerer Tiefe aufgestiegen oder aus geringeren Tiefen dorthin abgesunken sind, lässt sich aus den Daten nicht ermitteln.

Fragen bestehen auch im Hinblick auf den Aufstiegsmechanismus. Die Tatsache, dass die Wiesbadener Quellwässer gespannt sind, besagt nur, dass es in Bezug auf das Niveau der Quellaustritte Orte höherer Lageenergie geben muss. Aufgrund der geographischen Verhältnisse kommt dafür vor allem der Taunus in Betracht, möglicherweise auch die Grabenschultern am N-Ende des Oberrheingrabens. Weil davon auszugehen ist, dass ein Großteil des aus dem versickernden Niederschlag resultierenden oberflächennahen Grundwassers beim Abströmen auf Klüften und Randstörungen seitlich in die tertiären Sedimente im Oberrheingraben bzw. des Mainzer Beckens übertritt, weiß man aber nicht wirklich, ob sich der Staudruck im Grundwasserneubildungsgebiet bis in Tiefen von bis zu 5 km fortsetzt und das Salzwasser aus dieser Tiefe an die Geländeoberfläche bringt. Es besteht eine große Wahr-

scheinlichkeit, dass neben diesem rein geohydraulischen Mechanismus Dichteströmungen infolge unterschiedlicher Lösungsfrachten und Temperaturen eine nicht unwesentliche Rolle spielen. LOGES (pers. Mitt. 2012) nimmt an, dass im tiefen Untergrund Konvektionszellen existieren, in denen relativ kühles schweres (Salz-)Wasser absinkt und heißes und somit leichteres (Salz-)Wasser aufsteigt. Die Vorstellung von Konvektionszellen ist durchaus realistisch, diese lassen sich aus den in der permotriassischen und tertiären Füllung des Oberrheingrabens nachgewiesenen beträchtlichen Temperaturanomalien ableiten (siehe 5.2). Für das N-Ende des zentralen Oberrheingrabens und das Mainzer Becken kann dieser Nachweis mangels tiefer Bohrungen allerdings nicht geführt werden. Die Herkunft des kühleren Wassers lässt sich aus dem Deckgebirge über dem kristallinen Sockel ableiten, das heiße Wasser würde bei dieser Modellvorstellung wohl ausschließlich im Zusammenhang mit den erläuterten geochemischen Prozessen in großer Tiefe generiert. Kongruent mit den geochemischen Befunden würden die postulierten Zirkulationszellen nach dieser Theorie relativ oberflächennah von Niederschlags- und letztendlich Grundwasser unter Druck gesetzt, dadurch tritt Wasser aus diesen Zellen entlang von tektonisch vorgegeben Aufstiegswegen auf. Ein weiterer Motor für den Aufstieg der Tiefenwässer könnte eine starke Mantel-Entgasung sein, die jedoch nur für die Mineralquellen zwischen Bad Homburg v. d. H. und Bad Nauheim nachgewiesen wurde, jedoch nicht für den Wiesbadener Bereich (KUSSMAUL & FRESENIUS 1990).

Da das zu Tage tretende Quellwasser nicht nur im Hinblick auf das Alter, sondern auch in geochemischer Hinsicht ein Mischwasser ist, stellt sich die Frage nach den jeweiligen Mengenanteilen. Da die Mischungsendglieder nicht direkt beprobt werden können, sind quantitative Abschätzungen mit großen Unsicherheiten behaftet. Schaut man sich dagegen einzelne chemische Komponenten an, lassen sich die verschiedenen Einflüsse auf den Beschaffenheitscharakter der Quellwässer besser trennen. Die Seltenen Erden und auch Strontium scheinen ganz überwiegend aus den Brines zu stammen, in höheren Niveaus zugemischte Wässer haben keinen Einfluss auf deren Verteilungsmuster. Im oberflächennahen Grundwasser ist dagegen Sulfat zumindest lokal recht dominant. In den Bad Nauheimer Quellwässern, die in verkarsteten mitteldevonischen Kalksteinen aufsteigen, ist Ca- und Mg-Hydrogenkarbonat reichlich vorhanden (SCHARPFF 1976). Natriumchlorid lässt sich weniger eindeutig zuordnen. Speziell im Falle der Bad Nauheimer Salinarwässer folgert LOGES (pers. Mitt. 2012) aus dem Na/K-Verhältnis, dass das kristalline Basement und die hangenden Schichten, die als „mittlerer Aquifer“ bezeichnet werden, im Hinblick auf die Na-, K- und Cl-Gehalte einen ähnlich großen Beitrag leisten.

Unbekannt ist, in welcher Tiefe sich die Brines und die im mittleren Aquifer migrierenden Solen, die aus der Ablaugung tertiärer Steinsalzvorkommen im Oberrheingraben abgeleitet werden, mischen. Die von LOGES et al. (2012) angewandten Methoden lassen nicht erkennen, ob beprobtes Quellwasser zunächst mit dem kristallinen Basement in einem geochemischen Gleichgewicht stand, anschließend z. B. in einen Sandstein des Rotliegenden oder in auflagernde tertiäre Sedimente aufwärts migrierte und dort verweilte, bevor es an die Erdoberfläche aufstieg, da das dem Kristallin auflagernde Gesteinspaket das primäre Sr-Isotopen- oder Spurenelemente-Muster kaum verändert. Ebenso ist nicht zu sehen, wenn eine hochsalinare Sole aus den Sedimenten in den kristallinen Sockel wandert, dort equilibriert und anschließend aufsteigt. Aus den geochemischen Daten allein und den darauf beruhenden Modellrechnungen kann also der Ort der Mischung der unterschiedlichen Wässer nicht direkt abgeleitet werden, dafür ist das geothermale System aus tektonischen und hydrogeologischen Gründen zu komplex.

Aus hydrodynamischer Sicht wird aber vermutet, dass die aus vom Grundwasser abgelaugten oberoligozänen bis untermiozänen Salztonen und kompakten Steinsalzbänken, die im Raum Worms - Wattenheim/Hess. Ried zwischen 1.600 und 1.770 m Tiefe erbohrt wurden, abzuleitende Sole zunächst mehr oder weniger weit lateral in wasserwegsamen Schichten oder auf Schichtgrenzen im Oberrheingraben in N-Richtung wandert. An bedeutenderen Störungen dürfte die Tendenz eines vorwiegend dichtebedingten Migrierens in größere Tiefen vorherrschen. Ob und ggf. wo die aus Evaporiten stammende Sole zumindest teilweise in das Rotliegende oder in das kristalline Basement des Oberrheingrabens übertritt, kann nicht gesagt werden, zumal nicht ausgeschlossen werden kann, dass ein möglicher Aufstieg heißer Brines einem gravitativen Absinken entgegen steht. Die Annahme, dass die Sole, begünstigt durch die Barrierewirkung wenig wasserwegsamer Gesteine des Taunus, sich erst im Bereich der den Aufstieg der Brines ermöglichenden Taunussüdrand-Verwerfung mit diesen hochsalinaren Tiefenwässern vermischt, lässt sich zwar nicht völlig von der Hand weisen, wäre aber reine Spekulation. Spezielle geophysikalische und sehr spezifische isotopen-chemische Untersuchungen könnten hilfreich sein für die Beantwortung dieser Frage.

Bisher nicht zufriedenstellend beantwortet ist die Frage, warum alle weiter im Nordosten von Wiesbaden am Taunussüdrand zu Tage tretenden Mineralwässer einen wesentlich höheren Gesamtlösungsinhalt aufweisen und z.T. sogar Solen sind. Das könnte daran liegen, dass die Brines im Vordertaunus in unterschiedlichen Tiefen und somit auch in Abhängigkeit von unterschiedlichen Temperaturen generiert wurden und/oder die Wasser/Gestein-Wechselbeziehungen unterschiedlich intensiv waren oder unterschiedlich lange dauerten. Auch ein unterschiedlicher Mineralienbestand im Kontaktgestein könnte eine maßgebende Rolle gespielt haben. Mangels Daten kann keine konkrete Antwort gegeben werden. Wird jedoch aus geologisch begründeter Sicht nicht ausgeschlossen, dass die Brines zumindest zum Teil ihren Ursprung (auch) im Oberrheingraben haben, bietet sich zumindest ein Erklärungsversuch an, der eine auf den mittleren Abschnitt des Oberrheingrabens bezogene Hypothese von AQUILINA et al. (2000) einbezieht. Diese Interpretation geht wie von HÖLTING (1969 a, b, 1970, 1977, 1982) angenommen auch von in diesem Riftsystem in genereller S-N-Richtung wandernden Solen aus, die den als geohydraulische Barriere fungierenden Taunus anströmen und an seiner südlichen Randverwerfung aufsteigen. Dagegen wird eine anschließende Wanderung entlang dieser tektonisch bedeutenden Abschiebung in NE- und SW-Richtung ausgeschlossen. Es wird vielmehr angenommen, dass bezogen auf das W-E-Profil des Oberheingrabens die Salinität der im kristallinen Sockel generierten und möglicherweise in Gesteine des Rotliegenden aufgestiegenen Brines unterschiedlich ist. Da meteorische Wässer am E- und insbesondere am W-Rand des Grabens aus hydrogeologischen Gründen (siehe 3.4) auf Verwerfungen eher in größeren Mengen und in größere Tiefen abströmen können als im zentralen Bereich, werden die Brines verdünnt. Außerdem wird durch den Zutritt dieser Fremdwässer die Abstandsgeschwindkeit dieser Brines vergrößert, wie für den Grabenrandbereich westlich des Horstes von Soultz-sous-Forêts nachgewiesen werden konnte (AQUILINA et al. 2000), und somit die Kontaktzeiten mit dem Speichergestein verringert. Im Gegensatz dazu findet im tiefer abgesenkten Teil des Grabens wegen der damit verbundenen höheren Temperaturen eine intensivere Wasser/Gestein-Wechselwirkung statt, eine Verdünnung der somit höher salinaren Brines durch meteorische Wasser wird zudem durch mehrere 1.000 m mächtige und weitgehend undurchlässige feinkörnige Tertiärsedimente verhindert.

Eine weitere offene Frage ist auch, warum die in Wiesbaden zu Tage tretenden Thermalwässer höhere Temperaturen aufweisen als weiter im Nordosten am S-Rand des Taunus zwischen Bad Soden i. Ts. und Bad Nauheim und auch ihre Ergiebigkeit mit wenigen Ausnahmen deutlich größer ist. Die Ausnahmen betreffen Tiefbohrungen in Bad Soden i. Ts., Homburg v. d. H. und Bad Nauheim. Wird unterstellt, dass die im Vordertaunus angenommene Generierung der Brines mehr oder weniger in der gleichen Tiefe zwischen 3 und 5 km stattfindet (KIRNBAUER 2008; KIRNBAUER et al. 2012, MAY et al. 1996; LOGES et al. 2012), sollten hier vergleichbare Lagerstättentemperaturen herrschen. Diese Annahme dürfte jedoch im Hinblick auf die komplizierten tektonischen Verhältnisse am N-Rand des Mainzer Beckens und des zentralen Oberrheingrabens mit Horsten und Gräben sowie geochemisch unterschiedlichem Gesteinsbestand ausgesprochen unrealistisch sein. Auch die stark streuenden geothermometrischen Werte, die aus den weiter vorne genannten Gründen ohnehin mit einer gewissen Zurückhaltung zu sehen sind, sprechen nicht unbedingt dafür, dass die Brines am Taunussüdrand in vergleichbaren Tiefen entstanden und/oder ihre ursprünglichen Temperaturen mehr oder weniger identisch waren bzw. sind.

Die in großer Tiefe entstehenden Brines kühlen bei ihrem Aufstieg an die Erdoberfläche in unterschiedlichem Ausmaß ab. Je schneller sie aufsteigen, desto geringer sind die Wärmeverluste. Folgt man WAGNER (1924), der sich schon früh mit dem Wärmehaushalt der am W- und N-Rand des Mainzer Beckens zu Tage tretenden Salzwässer beschäftigte, sind die wärmsten Quellen im Allgemeinen auch diejenigen mit der größten Ergiebigkeit und sollten in hydrochemischer Hinsicht über die Zeit eine ziemlich konstante Zusammensetzung haben. Das trifft auf die Wiesbadener Primärquellen zu, da die heißen Tiefenwässer auf klaffenden Spalten im offensichtlich weniger als an den anderen Quellenorten verwitterten Serizitgneis ihren Weg an die Erdoberfläche finden. Außerdem ist der Serizitgneis von nur geringmächtigen jüngeren Ablagerungen überdeckt. Das Wasser des Kochbrunnens, seiner Satelliten und ebenso der Adlerquellen ist an der Erdoberfläche fast 70° C warm. Der Kochbrunnen hat eine (künstlich gedrosselte) Ergiebigkeit von etwa 6 l/s, 1966 wurden im Rahmen eines Pumpversuchs 21,6 l/s entnommen (STENGEL-RUTKOWSKI 2009). Für alle Primärquellen zusammen wird eine Ergiebigkeit von 12–15 l/s geschätzt, begründet möglicherweise durch die weiter vorne skizzierten besonderen tektonischen Verhältnisse am W-Rand des Zentralgrabens bzw. am N-Rand des Mainzer Beckens. Diese Annahme impliziert gleichzeitig, dass die in den Metavulkaniten des Vordertaunus generierten Brines ergänzt werden durch heißere Tiefenwässer, die im kristallinen Sockel des Oberrheingrabens entstehen. Falls der Wiesbadener Quellenbezirk aus den genannten Gründen im Hinblick auf die im tiefen Untergrund transportierten Wassermengen begünstigt sein sollte, ist es vorstellbar, dass es zu einer Verdünnung des primär hochsalinaren Tiefenwassers gekommen ist und somit die NaCl-Gehalte auch aus diesem Grund geringer sind als an anderen Quellenorten am Taunussüdrand.

Offenbar ist im Raum Wiesbaden das Gestein im Nahbereich der Wasseraufstiegswege wärmer als andernorts. Bei einem Aufstieg aus 3–5 km Tiefe kühlt sich das Tiefenwasser von einer geothermometrisch ermittelten mittleren Temperatur von 110° C auf lediglich knapp 70° C ab. Der Grund dürfte ein relativ konzentrierter Wassertransport im gut geklüfteten Serizitgneis und die nur geringe Mächtigkeit auflagernder feinkörniger Lockergesteine mit nur geringer Wärmeleitfähigkeit sein. Das Gegenteil ist der Fall beim Faulbrunnen, weil das Speicher- und Leitergestein von insgesamt 19,25 m mächtigen quartären und untermiozänen Sedimenten überlagert wird (MICHELS 1966), die die Wärme absorbieren, aber nur geringfügig

weiterleiten. Im Falle der KTB-VB wurde die Erfahrung gemacht, dass das mit einer Leistung von rd. 1 l/s abgepumpte Wasser, das in 4 km Tiefe 119° C warm war, am Ende seines Aufstiegs in einem Rohr von 60 mm Innendurchmesser nur noch eine Temperatur von 11–12° C aufwies (LODEMANN et al. 1998). Vermutlich ist der Grund der geringe geothermische Gradient von 2,8° C/100 m im kalten oberflächennahen Kristallin der Oberpfalz. Wegen des tektonisch bedingten geohydraulischen Anschlusses des Vordertaunus im Raum Wiesbaden an die „Warmwasserheizung Oberrheingraben" ist hier die geothermische Situation offenbar erheblich günstiger.

Die früher zahlreichen frei austretenden Mineralquellen und die unterschiedlich tiefen Rohrfassungen sowie flachen Schachtbrunnen am südlichen Taunusrand weiter im Nordosten von Wiesbaden waren bzw. sind wenig ergiebig (meistens nur wenige Minutenliter), die Temperaturen sind leicht erhöht, nur wenige Wasseraustritte sind thermal (CARLÉ 1975). Zu diesen Ausnahmen gehören insbesondere der „Alte Sprudel" (220 m tief) und der „Neue Sprudel" (375 m tief) in Bad Soden a. Ts., die zusammen eine Ergiebigkeit von 7 l/s haben und 30 bzw. 33° C warmes Salzwasser fördern, der 852 m tiefe Seedamm-Brunnen in Bad Homburg v. d. H., der pro Sekunde 4 l Wasser mit 22° C liefert, sowie die Brunnen VII (Großer Solesprudel, 159 m tief), Brunnen XII (Friedrich-Wilhelm-Sprudel, 180 m tief) und Brunnen XIV (Ernst-Ludwig-Sprudel, 209 m tief) in Bad Nauheim, die pro Sekunde zwischen 4 und 14 l Wasser liefern, das 30–33° C warm ist (CARLÉ 1975).

Im Hinblick auf die nicht thermalen Bad Homburger Mineral-Säuerlinge (hohe CO_2-Gehalte von teilweise über 3 g/l begünstigen den Aufstieg der Salzwässer an die Erdoberfläche) vertritt CARLÉ (1975: 207) die im Prinzip auch für die anderen NaCl-Tiefenwässer zwischen Bad Soden a. Ts. und Bad Nauheim geltende Auffassung: „Wie die Temperaturen zeigen, vollzieht sich die Vermählung des Salzwassers mit dem Süßwasser in geringen Tiefen". In Kenntnis der lithologischen Ausbildung der quartären und tertiären Deckschichten über dem speziell in Bad Homburg v. d. H. mit wenigen Ausnahmen verwitterten bzw. zersetzten altpaläozoischen Metavulkaniten (Hessisches Landesamt für Bodenforschung 1972; Ausbauzeichnungen und Bohrprofile, die von Frau Monika Freiling vom Hessischen Landesamt für Umwelt und Geologie in Wiesbaden dankenswerterweise zur Verfügung gestellt wurden), die von den damaligen Bohrmeistern als „Schiefer", „Tonschiefer" oder „Faulschiefer" beschrieben wurden, wird man sich dieser Meinung nicht anschließen können. Eher ist WAGNER (1924) zu folgen, der darauf aufmerksam macht, dass bei Quellwässern bzw. durch Bohrungen erschlossenen Wässern mit hohen Salzgehalten und niedrigen Temperaturen von langen und engen Transportwegen oder gut abgedichteten Aufstiegskanälen, in denen das ursprünglich heiße Wasser fast stagniert und Wärme an das umgebende kühle Gestein abgibt, auszugehen ist. Ebenso wie in der Regel in Bad Homburg v. d. H. sind auch in Bad Soden a. Ts. und Neuenhain die hier im Untergrund anstehenden Phyllite oder in Bad Nauheim der z.T. bis 40 m mächtige tonige Zersatz unterdevonischer Schichten (KÜMMERLE 1976) keine gute Voraussetzung für den Austritt warmer Salzwässer an der Geländeoberfläche. An den genannten Quellenorten wirkt sich zusätzlich noch die Vermischung des aufsteigenden Salzwassers mit oberflächennahem „süßen" Grundwasser oder der Einfluss versickernder Bäche aus, so z. B. des Kirdorfer Baches in Bad Homburg v. d. H. oder in Bad Nauheim die Usa, mit der Konsequenz, dass die aufsteigenden Tiefenwässer an der Erdoberfläche nur relativ geringe Salzgehalte und Temperaturen aufweisen. Umgekehrt werden sich die hochsalinaren Tiefenwässer umso weniger abkühlen, je rascher sich der Aufstieg an die Geländeoberfläche voll-

zieht. Wie weiter vorne bereits angesprochen, ist diese Situation in Wiesbaden gegeben.

Die wenigen Ausnahmen mit Temperaturen ≥ 20° C sind u. a. sicherlich dadurch gegeben, dass die Brines z. T. mehrere 100 m ihres Aufstiegs in Rohrfassungen bewältigen, sie somit entgegen den natürlichen Gegebenheiten gesammelt werden und schneller an die Erdoberfläche gelangen. Eine besondere Stellung nimmt der in den Jahren 1910/13 niedergebrachte 853 m tiefe Seedamm-Brunnen in Bad Homburg v. d. H. ein. Die im Taunus-Vorland angesetzte Tiefbohrung traf entgegen den damaligen Erwartungen die Taunussüdrand-Verwerfung nicht an, sondern in einer abgesenkten Scholle südöstlich davon unter 3 m mächtigem Quartär und 267 m mächtigem Tertiär eine 603 m mächtige Wechselfolge von vordevonischen Grünschiefern und bunten Phylliten mit Quarzadern. Mineralwasser tritt vor allem zwischen 240 und 250 m u. GOK in den Brunnen ein (Hessisches Landesamt für Bodenforschung 1972). Die vorwiegend feinkörnigen Sedimente (Ton und tonige Sande) des die Metavulkanite überlagernden Oberoligozäns verhindern in diesem Bereich einen natürlichen Aufstieg der salinaren Tiefenwässer an die Geländeoberfläche. Da die Rohrstrecke zwischen 193,8 m und Endtiefe 853 m vorwiegend verfiltert ist, also die altpaläozoischen Metavulkanite und die hangenden tertiären Sedimente hydraulisch kurzgeschlossen sind, kann das in den zahlreichen Sand- und Kalksteineinschaltungen in der untermiozänen Abfolge zirkulierende Grundwasser in den Brunnen übertreten. Diese Grundwasserzumischung dürfte verantwortlich sein einerseits für die relativ hohe Ergiebigkeit des Brunnens von 4 l/s, andererseits aber auch für eine Wassertemperatur von nur 22° C und einen unerwartet geringen Gesamtlösungsinhalt, so z. B. nur 854 mg/l Na^+ und 1402 mg/l Cl^-.

Die Mitte bis Ende des 19. Jh. niedergebrachten bis 209 m tiefen Brunnen VII, XII und XIV in Bad Nauheim liefern eine Sole mit einer Temperatur von 30–33° C. Am auffälligsten ist der 180 m tiefe Brunnen XII, der eine Ergiebigkeit von 14 l/s aufweist und mit einem Gesamtinhalt gelöster Stoffe von über 30 g/l, davon 10,4 g/l Na^+ und 18,1 g/l Cl^-, auch die stärkste Sole liefert, von CARLÉ (1975) als eisenhaltiger Sol-Thermal-Säuerling klassifiziert. Diese Sole soll einer „Ursole“ nahekommen, die durch eine Chloridkonzentration von 38,5 g/l und eine Temperatur von 45° C charakterisiert wird. Alle anderen Mineralwässer der Umgebung leiten sich von diesem Vorkommen ab (KIRNBAUER 2008; SCHARPFF 1976).

Den drei Brunnen ist ihre Lage im Bereich sich kreuzender NNW- und NE-streichender Störungen (KIRNBAUER 2008; KÜMMERLE 1976) links (östlich) der Usa in einer 2–3 km breiten tektonischen Scholle gemeinsam, die zusammen mit benachbarten und unterschiedlich herausgehobenen oder abgesenkten Schollen schon zur tektonischen Einheit der Wetterau gehört. Die Brunnen stehen in der Nähe einer NNW-verlaufenden Abschiebung, an der mitteldevonischer massiger Kalkstein der Givet-Stufe im Südosten gegen unterdevonischen Taunusquarzit und Tonschiefer im Nordwesten verworfen ist. Der insbesonders in der Nähe von Störungen stärker verkarstete Kalkstein hat eine Mächtigkeit von 80 m und wird von bis zu 51 m mächtigen quartären, tertiären und unterdevonischen (Verwerfung!) Gesteinen überdeckt (KÜMMERLE 1976; SCHARPFF 1976). Da auch das SE-Ende des Taunus aus Taunusquarzit besteht, spricht aus hydrogeologischer Sicht einiges dafür, dass aus Niederschlag resultierendes Kluftgrundwasser, das aus versickerndem Oberflächenwasser der Usa ergänzt wird, in den Massenkalk einspeist. Diese Situation könnte verantwortlich sein für die vergleichweise hohe Ergiebigkeit der Brunnen, insbesondere des Brunnens XII, und ist vermutlich auch ein Grund, dass sich das aufsteigende heiße Tiefenwasser relativ stark abkühlt. Offenbar ist der Massenkalk nicht nur für

den Transport und Aufstieg der Brines von Bedeutung, er fungiert auch als eine Art Mischkammer (KÜMMERLE 1976; SCHARPFF 1976), was aber wegen der vielen Karsthohlräume und der damit verbundenen großen Kontaktfläche zum Gestein auch zu erhöhten Wärmeverlusten des Wassers führen kann. Erstaunlich ist, dass trotz der Vermischung mit wenig mineralisiertem Wasser die im Grenzbereich Kalkstein/liegende Tonsteine der Eifel-Stufe in diese Mischkammer eintretenden Tiefenwässer an der Erdoberfläche teilweise den Charakter einer Sole haben. Warum das so ist, kann mangels Kenntnissen über das Liegende des Massenkalks und insbesondere über die Tiefenlage und petrologische Ausbildung der hier vermutlich ebenfalls vorhandenen Metavulkanite, in denen die Brines möglicherweise generiert werden, nicht fundiert beantwortet werden. Außerdem liegen auch keine Daten über den kristallinen Sockel am nördlichen Rand des zentralen Oberrheingrabens vor, in dem vergleichbare hochsalinare Tiefenwässer entstehen können. Im Hinblick auf die Wassertemperaturen ist aber davon auszugehen, dass die nicht völlig erkalteten tertiären Vulkanschlote des benachbarten Vogelsberges eine zentrale Rolle spielen. Darauf weisen hohe CO_2-Gehalte bis 2 g/l im Mineralwasser und ebenso der Nachweis von Mantel-Helium (KUSSMAUL & FRESENIUS 1990) hin.

7 Literatur

ALBARÈDE, F. (2003): Geochemistry: An introduction. – 248 S.; Cambridge (University Press).

ANDERLE, H.-J. (1987a): Entwicklung und Stand der Unterdevon-Stratigraphie im südlichen Taunus. – Geol. Jb. Hessen, **115**: 81-98; Wiesbaden.

ANDERLE, H.-J. (1987b): The evolution of the South Hunsrück and Taunus Borderzone. – In: ZIEGLER, P.A. (Ed.): Compressional Intra-Plate Deformations in the Alpine Foreland. – Tectonophysics, **137**: 101-114; Amsterdam.

ANDERLE, H.-J. (2010): Lage und Bedeutung der bisher tiefsten Bohrung Wiesbadens. – Jb. nass. Ver. Naturkde., **131**: 77-86; Wiesbaden.

ANDERLE, H.-J. (2012): Der alte Untergrund Wiesbadens – Jb. nass. Ver. Naturkde., **Sb. 2**: 1-9; Wiesbaden.

ANDERLE, H.-J. & HOTTENROTT, M. (2011): Taunus. – In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland IX. Tertiär, Teil 1. – Schriftenr. dt. Ges. Geowiss., **75**: 344-353; Hannover.

ANDERLE, H.-J. & KIRNBAUER, T. (1995): Geologie von Naurod im Taunus. – In: 650 Jahre Naurod 1364-1996. Nauroder Chronik bis zur Gegenwart. – 85-103; Wiesbaden (Marianne Breuer Verlag).

ANDERLE, H.-J. & KÜMMERLE, E. (2009): Tektonik. – In: KÜMMERLE, E. & SEIDENSCHWANN, G.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25000 Blatt Nr. 5817 Frankfurt a. M. West, 3. Aufl. – 80-88; Wiesbaden.

ANDERLE, H.-J. & RADTKE, G. (2001): Beobachtungen zur oligozänen Meeresküste in Wiesbaden. – Jb. nass. Ver. Naturkd., **122**: 23-42; Wiesbaden.

AQUILINA, L., GENTER, A., ELSASS, P. & PRIBNOW. D. (2000): Evolution of fluid circulation in the Rhine graben: constraints from the chemistry of present fluids. – In: STOBER, I. & BUCHER, K. (eds.): Hydrogeology of Crystalline Rocks. – 177-203; Dordrecht (Kluwer Academic Publishers).

ARNDT, D. & BÄR, K. (2011): Forschungs- und Entwicklungsprojekt "3D-Modell der geothermischen Tiefenpotenziale von Hessen", Abschlussbericht. – In: www.energieland.hessen.de/dynasite.cfm?dswmid=17151; download: 3D-Potenziale des geothermischen Tiefenpotenzials in Hessen (pdf). – 218 S., Darmstadt (Techn. Universität Darmstadt).

ARNDT, D., BÄR, K., FRITSCHE, J.-G., KRACHT, M. & SASS, I. (2011): 3D structural model of the Federal State of Hesse (Germany) for geopotential evaluation. – Z. dt. Ges. Geowiss., **162**: 353-369; Stuttgart.

BÄR, K., ARNDT, D., FRITSCHE, J.-G., GÖTZ, A.E., KRACHT, M., HOPPE, A. & SASS, I. (2011): 3D-Modellierung der tiefengeothermischen Potenziale von Hessen – Eingangsdaten und Potenzialausweisung. – Z. dt. Ges. Geowiss., **162**: 371-388; Stuttgart.

BANGERT, V. (1975): Über die Veränderung der Grundwasserbeschaffenheit im Oberrheingraben zwischen Speyer und Worms. – Wasser und Boden, **27**: 199-204; Hamburg, Berlin.

BÖKE, E. & DIEDERICH, G. (1977): Hydrogeologie. – In: SCHARPFF, H.-J.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25000 Blatt Nr. 6316 Worms. – 282 S.; Wiesbaden.

BUCHER, K. & STOBER, I. (2000): The composition of groundwater in the continental crystalline crust. – In: STOBER, I. & BUCHER, K. (eds.): Hydrogeology of Crystalline Rocks. – 141-175; Dordrecht (Kluwer Academic Publishers).

CARLÉ, W. (1958): Rezente und fossile Mineral- und Thermalwässer im Oberrheintal-Graben und seiner weiteren Umgebung. – Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver., **40**: 77-105; Stuttgart.

CARLÉ, W. (1975): Die Mineral- und Thermalwässer von Mitteleuropa. Geologie, Chemismus. – 634 S.; Stuttgart (Wissenschaftliche Verlagsgesellschaft).

CATHELINEAU, M. & BOIRON, M.C. (2010): Downward penetretion and mixing of sedimentary brines and dilute hot waters at 5 km depth in the granite basement of Soultz-sous-Forêts (Rhine graben, France). – Comptes Rendus Geoscience, **342**: 560-565; Paris.

CHELIUS, C. (1904): Der vulkanische Vogelsberg in seinen Beziehungen zu den Sol- und Heilquellen an seinem Rande. – Balneol. Ztg., wiss.-techn. Tl., **15**: 9-10; Berlin.

CLAUSER, C. & VILLINGER, H. (1990): Analysis of convective and conductive heat transfer in a sedimentary basin, demonstrated for the Rhinegraben. – Geophs. J. Int., **100**: 393-414; Oxford.

CZYSZ, W. (1995): Die Wiesbadener heißen Quellen von der Eiszeit bis zur Gegenwart, Teil 1: Geologie – Archäologie – Geschichte. – Jb. nass. Ver. Naturkde., **116**: 5-39; Wiesbaden.

CZYSZ, W. (1998): Die Wiesbadener heißen Quellen von der Eiszeit bis zur Gegenwart, Teil 2: Der Kochbrunnen im 19. Jahrhundert. – Jb. nass. Ver. Naturkde., **119**: 5-38; Wiesbaden.

CZYSZ, W. (2000): Vom Römerbad zur Weltkulturstadt. Geschichte der Wiesbadener heißen Quellen und Bäder. – Schriften Stadtarchiv Wiesbaden, **7**: 402 S.; Wiesbaden.

DIEHL, H. & WEICHEL, T. (2007): Spaziergang durch das alte Wiesbaden. Die Stadt des Historismus. – 79 S.; Gudensberg-Gleichen (Wartberg).

DOEBL, F. & OLBRECHT, W. (1974): An isobath map of the tertiary base in the Rhinegraben. – In: ILLIES, H.H. & FUCHS, K.: Approaches to Taphrogenesis. Proceedings of an International Rift System held in Karlsruhe April 13-15, 1972. – Inter-Union Commission on Geodynamics, Scientific Report No. **8**: 71-72; Stuttgart (Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung).

EHRENBERG, K.-H., KUPFAHL, H.-G. & KÜMMERLE, E. (1968): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25000 Blatt Nr. 5913 Presberg, 2. Aufl. – 110-125; Wiesbaden.

EMMERMANN, R. & LAUTERJUNG, J. (1997): The German Continental Deep Drilling Program KTB: Overview and major results. – J. Geophys. Res., **102**(B8): 18,179-18,201; Washington, D.C.

FILL, K. (1935): Die Herkunft des Kochbrunnen-Wassers. – Nassauer Volksblatt Nr. 49 vom 19.2.1935 – 5; Wiesbaden.

FLOSS, H. (1991): Die Adlerquelle – ein Fundplatz des mittleren Jungpaläozoikums im Stadtgebiet von Wiesbaden. – Archäolog. Korrespondenzbl., **21**: 187-201; Mainz.

FÖRSTERLING, G. & RADTKE, G. (2012): Der tertiäre Lebensraum im Mainzer Becken und seine Fossilien. – Jb. nass. Ver. Naturkde., **Sb. 2**: 19-32; Wiesbaden.

FRANKE, W.R., ANDERLE, H.-J. & ZITZMANN, A. (2001): Geologische Übersichtskarte 1:200000 CC 6310 Frankfurt a. M. West; Hannover (Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe).

FRAPE, S.K., BLYTH, A., BLOMQVIST, R., MCNUTT, R.H. & GASCOYNE, M. (2004): Deep Fluids in the Continents: II. Crystalline Rocks. – In: DREVER, J.I. (ed.): Surface and ground water, weathering, and soils. – In: HOLLAND, H.D. & TUREKIAN, K.K. (eds.): Treatise on Geochemistry, vol. 5. – 541-580; Oxford, UK (Elsevier).

FRESENIUS, C. & FRESENIUS, H. (1897): Chemische Untersuchung der Adlerquelle zu Wiesbaden und Vergleichung der Resultate mit der Analyse des Wiesbadener Kochbrunnens. – Jb. nass. Ver. Naturkde., **50**: 3-21; Wiesbaden.

FRESENIUS, H. (1886): Chemische Untersuchung der Schützenhof-Quelle zu Wiesbaden. – Jb. nass. Ver. Naturkde., **39**: 21-50; Wiesbaden.

FRESENIUS, L. & FRESENIUS, R. (1936): Neue Untersuchungen einiger Wiesbadener Quellen (Kochbrunnen, Adlerquelle, Drei Lilienquelle, Schützenhofquelle, Faulbrunnen). – Jb. nass. Ver. Naturkde., **83**: 28-35; Wiesbaden.

FRESENIUS, R. (1850): Chemische Untersuchung der wichtigsten Mineralwässer des Herzogthums Nassau, Erste Abhandlung. – Jb. Ver. Naturkde. Herzogthum Nassau, **6**: 145-188; Wiesbaden.

FRESENIUS, R. (1886): Neue chemische Untersuchung des Kochbrunnens zu Wiesbaden und Vergleich der Resultate mit dem 1849 von mir erhaltenen. – Jb. nass. Ver. Naturkde., **39**: 1-20; Wiesbaden.

FRESENIUS, R. (1890): Die Thermalquellen Wiesbadens in chemischer Beziehung – Jb. nass. Ver. Naturkde., **43**: 17-31; Wiesbaden.

FRESENIUS, W. & SCHNEIDER, W. (1962): Über die Zusammensetzung des Sinters des Kochbrunnens in Wiesbaden. – Heilbad u. Kurort, **14**: 166; Bonn.

FRESENIUS, W., KLEINSCHMIDT, G. & SCHNEIDER, W. (1978): Sanierung der Wiesbadener Thermen unter Berücksichtigung des Schutzes der Quellen, der Unterbindung von Verockerungen und der Verhinderung der Bildung von Oxidationsprodukten aus den primär vorhandenen Ammonium-Ionen. – Heilbad u. Kurort, **30**: 207-210; Gütersloh.

FRITSCHE, J.-G. (2012): pers. Mitt. am 13.11.2012 im Zusammenhang mit seinem Vortrag „Wärme aus dem Gneis: Das Projekt 'Mitteltiefe Erdwärmesonde Heubach'".

FRITSCHE, J.-G. & KRACHT, M. (2010): Karte geologische Strukturräume mit nachgewiesenem und vermutetem tiefengeothermischem Potenzial in Hessen 1:300000. – In: www.hlug.de/start/geologie/erdwaerme-geothermie/tiefe-geothermie.html; Wiesbaden.

FRITSCHE, J.-G., KÖTT, A., KRACHT, M., NESBOR, H.D. & REISCHMANN, T. (2012): Geologische und geothermische Ergebnisse aus dem Projekt „Mitteltiefe Erdwärmeesonde Heubach" – Hintergrundinformationen (7. Tiefengeothermieforum, Darmstadt, 08.10.2012. – In: www.hessenenergie.de/Downloads/DI.../Ga_Fritsche_121008Text.pdf; Wiesbaden.

GABRIEL, G., ELLWANGER, D., HOSELMANN, C., WEIDENFELLER, M. & WIELANDT-SCHUSTER, U. (2013): The Heidelberg Basin, Upper Rhine Graben (Germany): A unique archive of Quaternary sediments in Central Europe. – Quaternary International, **292**: 43-58; Leiden.

GEYER, M., NITSCH, E. & SIMON, T. (2011): Geologie von Baden-Württemberg, 5. Aufl. – 627 S.; Stuttgart (Schweizerbart).

GOLWER, A. & STENGEL-RUTKOWSKI, W. (2009): Geogen erhöhte mineralisierte Grundwässer. – In: KÜMMERLE, E. & SEIDENSCHWANN, G.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25000 Blatt Nr. 5817 Frankfurt a. M. West, 3. Aufl. – 155-179; Wiesbaden.

GRIMM, M.C. (2012): pers. Mitt., Nov. 2012 (Angaben zur Mächtigkeit des Tertiärs im Mainzer Becken).

GRIMM, M.C., WIELAND-SCHUSTER, U., HOTTENROTT, M., GRIMM, K.I. & RADTKE, G. (2011a): Oberrheingraben. – In: Stratigraphie von Deutschland IX. Tertiär, Teil 1. – Schriftenr. dt. Ges. Geowiss., **75**: 57-132; Hannover.

GRIMM, K.I., GRIMM, M.C, RADTKE, G., KADOLSKY, D., SCHÄFER, P., FRANZEN, J.L., SCHINDLER, T. & HOTTENROTT, M. (2011b): Mainzer Becken. – In: Stratigraphie von Deutschland IX. Tertiär, Teil 1. – Schriftenr. dt. Ges. Geowiss., **75**: 133-209; Hannover.

GRÜNHUT, L. (1907): Über die Entstehung der Mineralquellen des mittelrheinischen Schiefergebirges. – Z. prakt. Geol., **14**: 95; Berlin.

HEINRICH, F. (1905): Über die Radioaktivität der Wiesbadener Thermalquellen. – Jb. nass. Ver. Naturkde., **58**: 88-100; Wiesbaden.

HERRMANN, P. (2012): pers. Mitt., 22.11. und 3.12.2012 (Leiter des Thermalbauhofs der Stadt Wiesbaden).

Hessisches Landesamt für Bodenforschung (1972): Gutachten zur Festsetzung des Heilquellenschutzgebietes für die staatlich anerkannten Heilquellen in Bad Homburg v. d. Höhe, Hochtaunuskreis, vom 4. April 1972, Az. 342-3135/62 Go/Zz. – 48 S.; Wiesbaden.

Hessisches Ministerium für Umwelt, Energie, Landwirtschaft und Verbraucherschutz (2010): Energieland Hessen – Erneuerbare Energien – Tiefengeothermie. – In: www.energieland.hessen.de/dynasite.cfm?dswmid=17151; Wiesbaden.

Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie (2006): Faltblatt „Nutzung tiefer Geothermie in Hessen", 1. Aufl. – 8 S.; Wiesbaden.

HINTZ, E. & GRÜNHUT, L. (1907): Chemische und physikalisch-chemische Untersuchung des Kochbrunnens zu Wiesbaden. Nebst Untersuchungen über dessen Radioaktivität. – Jb. nass. Ver. Naturkde., **60**: 29-72; Wiesbaden.

HÖLTING, B. (1969a): Die Ionenverhältnisse in den Mineralwässern Hessens. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **97**: 333-351; Wiesbaden.

HÖLTING, B. (1969b): Zur Herkunft der Mineralwässer in Bad Kreuzbach und Bad Münster a. St. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **97**: 367-378; Wiesbaden.

HÖLTING, B. (1970): Beiträge zur Hydrochemie der Tiefenwässer. – Z. dt. geol. Ges., **121**: 19-44; Hannover.

HÖLTING, B.: (1977): Bemerkungen zur Herkunft der Salinarwässer am Taunusrand. – Geol. Jb. Hessen, **105**: 211-221; Wiesbaden.

HÖLTING, B.: (1982): Geogene Konzentrationen von Spurenstoffen, insbesondere Schwermetallen, in Grundwässern ausgewählter Gebiete Hessens und vergleichende Auswertungen mit Grund-(Mineral-)Wässern anderer Gebiete. – Geol. Jb. Hessen, **110**: 137-214; Wiesbaden.

KHARAKA, Y.K. & HANOR, J.S. (2004). Deep fluids in the continents: I. Sedimentary basins – In: DREVER, J.I. (ed.): Surface and ground water, weathering, and soils. – In: HOLLAND, H.D. & TUREKIAN, K.K. (eds.): Treatise on Geochemistry, vol. 5. – 541-580; Oxford, UK (Elsevier).

KIRNBAUER, T. (1997): Die Mineralisation der Wiesbadener Thermalquellen (Bl. 5915 Wiesbaden). – Jb. nass. Ver. Naturkde., **118**: 5-90; Wiesbaden.

KIRNBAUER, T. (2007): Rezente und fossile Thermalwasseraustritte am Taunusrand. – Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F., **89**: 167-192; Stuttgart.

KIRNBAUER, T. (2008): Hydrothermale Bildungen des Thermalwassersystems von Bad Nauheim (Wetterau) und dessen Alter. – Jahresber. Wetterauische Ges. Naturkde., **158**: 39-96; Hanau.

KIRNBAUER, T., WAGNER, T., TAUBALD, H. & BODE, M. (2012): Post-Variscan hydrothermal vein mineralization, Taunus, Rhenish Massif (Germany): Constraints from stable and radiogenic isotope data. – Ore Geology Reviews, **48**: 239-257; Amsterdam.

KLÜGEL, T. (1997): Geometrie und Kinematik einer variszischen Plattengrenze: Der Südrand des Rhenoherzynikums im Taunus. – Geol. Abh. Hessen, **101**: 215 S.; Wiesbaden.

KOCH, C. (1880): Erläuterungen zur Geologischen Specialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten, Blatt Wiesbaden. – 33-37; Berlin.

KÜHN, R. (1965): Beitrag zur geologischen Beurteilung der Wiesbadener Thermen nach den Gehalten an Br, Rb und Cs. – Kali u. Steinsalz, **6**: 204-207; Essen.

KÜMMERLE, E. (1969): Lagerungsverhältnisse. – In: KÜMMERLE, E. & SEMMEL, A.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25000 Blatt Nr. 5916 Hochheim a. Main, 3. Aufl. – 100-105; Wiesbaden.

KÜMMERLE, E. (1976): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25000 Blatt Nr. 5618 Friedberg. – 247 S.; Wiesbaden.

KÜMMERLE, E. (2012): Ablagerungen des Tertiärmeeres: Ehemalige Küste zeitweise im Raum des heutigen Wiesbaden. – Jb. nass. Ver. Naturkde., **Sb. 2**: 33-41; Wiesbaden.

KÜMMERLE, E. & RADTKE, G. (2007): Die Geologie der Umgebung von Wallau (nordöstliches Mainzer Becken). – In: RADTKE, G. & MARTINI, E.: Die Bohrung Wallau im nordöstlichen Mainzer Becken (Rotliegend, Pechelbronn-Gruppe, Bodenheim-Formation). – Geol. Abh. Hessen, **116**: 73-88; Wiesbaden.

KUSSMAUL, H. & FRESENIUS, W. (1990): Isotopenuntersuchungen im Bereich der Taunusrandverwerfung. –Heilbad u. Kurort, **42**: 298-301; Gütersloh.

LAGNEAU-HÉRENGER, L. (1965): Géologie du bassin potassique d'Alsace. – Travaux du Laboratoire de Géologie de Grenoble, **41**: 57-96; Grenoble.

LEPPLA, A. & STEUER, A. (1923): Erläuterung zur geologischen Specialkarte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten, 1:25000, Bl. 5917 Wiesbaden, Lief. 15, 2. Aufl. – 57 S.; Berlin.

LEPSIUS, R. (1908): Notizen zur Geologie von Deutschland. Über den Zusammenhang zwischen den tiefen Quellen und den großen Gebirgsüberschiebungen. – Notizbl. Ver. Erdkde. Darmstadt, **29**: 10-11; Darmstadt.

LINDENBORN, A. & SCHUCKART, J. (1858): Untersuchung der Mineralquelle im Schützenhof zu Wiesbaden. – Jb. Ver. Naturkde. Herzogthum Nassau, **13**: 53-63; Wiesbaden.

LODEMANN, M., FRITZ, P., WOLF, M., IVANOVICH, M., HANSEN, B. & NOLTE, E. (1998): On the origin of saline fluids in the KTB (Continental Deep Drilling Project of Gemany). – Applied Geochemistry, **13**: 653-671; Oxford.

LOGES, A. (2012): pers. Mitt., 12.11.2012 (Diskussion über Geochemie und Hydraulik).

LOGES, A., WAGNER, T., KIRNBAUER, T., GÖB, S., BAU, M., BERNER, Z. & MARKL, G. (2012): Source and origin of active and fossil thermal spring systems, northern Upper Rhine Graben, Germany. – Applied Geochemistry, **27**: 1153-1169; Oxford.

MAURER, R. (1920): Über die Verarbeitung von Quellsedimenten der Wiesbadener Thermalquellen. – Dissertation Univ. Erlangen. – 39 S.; Erlangen.

MAY, F., HOERNES, S. & NEUGEBAUER. H.J. (1996): Genesis and distribution of mineral waters as a consequence of recent lithospheric dynamics: the Rhenish Massif, Central Europe. – Geol. Rdsch., **85**: 782-799; Berlin, Heidelberg.

MAYER, A. (2008): Grundwasser und Grundwasserversalzung am Oberrhein. – http://vorort.bund.net/suedlicher-oberrhein/studie-grundwasser-versalzung-verursacherprinzip.html. – 5 S.; Freiburg i. Brsg. (BUND – Regionalverband Südlicher Oberrhein).

MEYER, W. & STETS, J. (1998): Junge Tektonik im Rheinischen Schiefergebirge und ihre Quantifizierung. – Z. dt. geol. Ges., **149**: 359-379; Hannover.

MICHELS, F. (1926): Der Ursprung der Mineralquellen des Taunus. – Aus Natur und Museum, **56**: 225-238; Frankfurt a. M.

MICHELS, F. (1951): Geologische Voraussetzungen für die Bildung von Mineralquellen. – Heilbad u. Kurort, **3**: 114; Baden-Baden.

MICHELS, F. (1954): Zur Geologie der Wiesbadener Mineralquellen. – Z. dt. geol. Ges., **106**: 113-117; Hannover.

MICHELS, F. (1961): Zur Geologie des Wiesbadener Raumes und seiner Mineralquellen. – Ärztl. Mitt., **46**: 1214-1220; Köln.

MICHELS, F. (1964): Von der Wiesbadener Thermalquellenspalte. – Jb. nass. Ver. Naturkde., **97**: 37-40; Wiesbaden.

MICHELS, F. (1966): Die Wiesbadener Mineralquellen (Neue Beiträge zur Klärung ihrer geologischen Position), nebst einem Anhang über C. E. STIFFT'S Ansichten über die Genese unserer Mineralquellen. – Jb. nass. Ver. Naturkde., **98**: 17-54; Wiesbaden.

MICHELS, F. & FRESENIUS, W. (1958): Lage, Geologie und Chemie der Wiesbadener Heilquellen. – Schriftenreihe Kur- und Verkehrsverein Wiesbaden e.V., **1**: 1-12; Wiesbaden.

MICHELS, F. & THEWS, J.-D. (1971): Die Thermalwasserbohrung Schützenhofquelle. – Jb. nass. Ver. Naturkde., **101**: 75-81; Wiesbaden.

MITTELBACH, G. (2008): Wiesbaden. – In: KÄSS, W. & KÄSS, H.: Deutsches Bäderbuch, 2. Aufl. – 1068-1072; Stuttgart (Schweizerbart).

MÖLLER, P., WEISE, S., ALTHAUS, E., BACH, W., BEHR, H. J., BORCHARDT, R, BRÄUER, K., DRESCHER, J., ERZINGER, J., FABER, E., HORN, E., HUENGES, E., KÄMPF, W., KESSELS, W., KIRSTEN, T., LANDWEHR, D., LODEMANN, M., MACHON, L., PEKDEGER, A., PIELOW, H.-U., REUTEL, C., SIMON, K., WALTER, J., WEINLICH, F. H. & ZIMMER, M. (1997): Paleo- and Recent Fluids in the Upper Continental Crust – Results from the German Continental Deep Drilling Projekt (KTB). – J. Geophys. Res., **102**(B8): 18223-18254; Washington, D.C.

MÖLLER, P., WOITH, H., DULSKI, P., LÜDERS, V., ERZINGER, J., KÄMPF, H., PEKDEGER, A., HANSEN, B., LODEMANN, M. & BANKS, D. (2005): Main and trace elements in KTB-VB fluid: composition and hints to its origin. – Geofluids, **5**: 28-41; Oxford.

MÜNCH, W., SISTENICH, H.P., BÜCKER, C. & BLANKE, T. (2005): Möglichkeiten der geothermischen Stromerzeugung im Oberrheingraben. – VGB Power Tech, **10/2005**: 1-8; Essen.

NIELSEN, H. & RAMBOW, D. (1969): S-Isotopenuntersuchungen an Sulfaten hessischer Mineralwässer. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **97**: 352-366; Wiesbaden.

NÖRING, F. (1971): Heilquellen und Mineralwässer in Hessen. – gwf (Wasser – Abwasser), **112**: 57-61; München.

OTT, V.R. & DOMBROWSKI, H.J. (1959): Mikrofossilien in den Mineralquellen von Bad Nauheim. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **87**: 415-416; Wiesbaden.

PHILIPPI, C.W. (1852): Untersuchung des Faulbrunnenwassers zu Wiesbaden. – Jb. Ver. Naturkde. Herzogthum Nassau, **8**: 90-94; Wiesbaden.

PLOSCHENZ, C. (1994): Quartäre Vertikaltektonik im südöstlichen Rheinischen Schiefergebirge begründet mit der Lage der jüngeren Hauptterrasse. – Bonner geowiss. Schriften, **12**: 185 S.; Bonn.

PRIBNOW, D. & SCHELLSCHMIDT, R. (2000): Thermal Tracking of Upper Crustal Fluid Flow in the Rhine Graben. – Geophysical Research Letters, **13**: 1957-1960; Washington DC.

ROSENBERG, F., MITTELBACH, G. & Kirnbauer, T. (1999): Geogene Arsengehalte im Bereich der Wiesbadener Thermalquellen. – In: ROSENBERG, F. & RÖHLING, H.-G. (Hrsg.): Arsen in der Geosphäre. – Schriftenr. dt. Geol. Ges., **6**: 101-105; Hannover.

SANDBERGER, F. (1850): Ueber die geognostische Zusammensetzung der Umgegend von Wiesbaden. – Jahrb. Ver. Naturkde. Herzogthum Nassau, **6**:1–27; Wiesbaden.

SANDBERGER, F. (1851): Die Nassauischen Heilquellen: Soden, Cronthal, Weilbach, Wiesbaden, Schlangenbad, Schwalbach und Ems, beschrieben von einem Verein von Ärzten, nebst geognostischer Skizze und Karte des Taunus. – 282 S.; Wiesbaden (W. Kreidel).

SANDBERGER, G. (1855): Besprechungsprotokoll vom 28.12.1955 über Vorarbeiten zur Erbohrung des Sprudels in Bad Soden. – 8 S.; Wiesbaden (HLUG-Archiv).

SANDBERGER, G. (1860): Versuch, das geologische Alter einer Therme, derjenigen von „Wiesbaden", zu bestimmen. – Z. dt. geol. Ges., **12**: 567-572; Berlin.

SANDBERGER, G. (1861): Wiesbaden und seine Thermen. Eine naturhistorische Schilderung. – 80 S; Wiesbaden (L. Schellenberg'sche Hof-Buchhandlung).

SCHÄFER, P. (2012): Mainzer Becken, 2. Aufl. – Sammlung Geologischer Führer, **79**: 333 S.; Berlin, Stuttgart (Gebr. Borntraeger).

SCHARPFF, H.-J. (1976): Hydrogeologie. – In: KÜMMERLE, E.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25000 Blatt Nr. 5618 Friedberg. – 115-150; Wiesbaden.

SCHARPFF, H.-J. (1977): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25000 Blatt Nr. 6316 Worms. – 282 S.; Wiesbaden.

SCHMITT, M. (1992): Ursache und Ablauf der Versalzung der oberen Grundwasserleiter im nördlichen Oberrheingraben. – unveröff. Dissertation, FB Geologie TH Darmstadt. – 220 S.; Darmstadt.

SCHMITT, O. (1974): Zum Mainzer Becken gehörende Rotliegend- und Tertiärschollen. – In: SCHMITT, O. & STEUER, A.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25000 Blatt Nr. 6016 Groß-Gerau. – 27-37; Wiesbaden.

SCHMITT, O. & THEWS, J.-D. (1974): Hydrogeologie. – In: SCHMITT, O. & STEUER, A.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25000 Blatt Nr. 6016 Groß-Gerau. – 53-65; Wiesbaden.

SCHWARZ, M. & HENK, A. (2005): Evolution and Structure of the Upper Rhine Graben: insights from three-dimensional thermomechanical modeling. – Int. J. Earth Sci. (Geol. Rdsch.), **94**: 732-750; Berlin, Heidelberg.

SCHWILLE, F. (1953): Natriumhydrogenkarbonat- und Natriumchlorid-Wässer im tiefen Untergrund des Mainzer Beckens. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **81**: 314-335; Wiesbaden.

SIEMON, B., BLUM, R., PÖSCHL, W. & VOSS, W. (2001): Aeroelektromagnetische und gleichstromelektrische Erkundung eines Salzwasservorkommens im Hessischen Ried. – Geol. Jb. Hessen, **128**: 115-125; Wiesbaden.

STENGEL-RUTKOWSKI, W. (1987): Die Säuerlinge des Westtaunus – Nachzügler eines neogenen Vulkanismus oder Vorboten künftiger tektonischer Aktivität? – Geol. Jb. Hessen, **115**: 331-340; Wiesbaden.

STENGEL-RUTKOWSKI, W. (2009): Hydrogeologischer Führer zu den Kochsalz-Thermen von Wiesbaden. – 26 S.; Wiesbaden (Nassauischer Verein für Naturkunde).

STENGEL-RUTKOWSKI, W. (2012): Von Bächen, Quellen, Thermen und Stollen. – Jb. nass. Ver. Naturkde., **Sb. 2**: 63-75; Wiesbaden.

STOBER, I. (1996): Geohydraulik und Hydrochemie der Thermalquellen von Bad Wildbad, Bad Liebenau, Baden-Baden und Bad Säckingen. – Dt. gewässerkdl. Mitt., **40**: 69-83; Koblenz.

STOBER, I. & BUCHER, K. (1999a): Deep groundwater in the crystalline basement of the Black Forest region. – Appl. Geochem., **14**: 237-254; Oxford.

STOBER, I. & BUCHER, K. (1999b): Origin of salinity of deep groundwater in crystalline rocks. – Terra Nova, **11**: 181-185; Oxford.

STOBER, I. & BUCHER, K. (2000): Herkunft der Salinität in Tiefenwässern des Grundgebirges – unter besonderer Berücksichtigung der Kristallinwässer des Schwarzwaldes. – Grundwasser, **5**: 125-140; Berlin, Heidelberg.

STOBER, I. & BUCHER, K. (2005): The upper continental crust and its fluid: hydraulic and chemical data from 4 km depth in fractured crystalline basement rocks at the KTB test site. – Geofluids, **5**: 8-19; Oxford.

STOBER, I. & BUCHER, K. (2012): Geothermie. – 287 S.; Berlin, Heidelberg (Springer).

STOBER, I. & JODOCY, M. (2009): Eigenschaften geothermischer Nutzhorizonte im baden-württembergischen und französischen Teil des Oberrheingrabens. – Grundwasser, **14**: 127-137; Hannover.

TANGERMANN, H. (1988): Drei Schadensfälle im südwestlichen Hessen, ein Beitrag zur Umweltgeologie. – Jber. Mitt. oberrhein. Geol. Ver., N. F., **70**: 141-159; Stuttgart.

THEWS, J.-D. (1969): Hydrogeologie. – In: KÜMMERLE, E. & SEMMEL, A.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25000 Blatt Nr. 5916 Hochheim a. Main, 3. Aufl. – 109-144; Wiesbaden.

THEWS, J.-D. (1970): Die Mineralquellen von Bad Weilbach. – Abh. hess. L.-Amt. Bodenforsch., **56**: 193-213; Wiesbaden.

Umweltamt Wiesbaden (2011): Der Schatz aus der Tiefe. Spaziergang zu den Thermalquellen in Wiesbaden, 2. Aufl. – 27 S.; Wiesbaden (Eigenverlag).

WAGNER, T., KIRNBAUER, T., BOYCE, A.J. & FALLICK, A.E. (2005): Barite-pyrite mineralization of the Wiesbaden thermal spring system: a 500-kyr record of geochemical evolution. – Geofluids, **5**: 124-139; Oxford.

WAGNER, W. (1924): Die Lagerungsverhältnisse am Westufer des Mainzer Beckens bei Kreuznach und die Kochsalzquellen von Bad Kreuznach und Bad Münster am Stein. – Notizbl. Ver. Erdkde. Geol. L.-Amt Darmstadt, **V,4.6**: 76-163; Darmstadt.

WAGNER, W. (1947): Miozänes Steinsalz im Hessischen Rheintalgraben.- Wiss. Veröff. TH Darmstadt, **1**: 93-97; Darmstadt.

WAGNER, W. (1953): Das Gebiet des Rheintalgrabens während des Mesozoikums. – Notizbl. Hess. L.-Amt Bodenforsch., **81**: 164-194; Wiesbaden.

WAGNER, W. (1955): Die tertiären Salzlagerstätten im Oberrheintal-Graben. – Z. dt. geol. Ges., **105**: 706-728; Hannover.

WAGNER, W. (1968): Wanderwege von kochsalzhaltigen Wässern im nördlichen Mainzer Becken und an seinen Rändern. – Jb. nass. Ver. Naturkde., **99**: 37; Wiesbaden.

PROF. DR. BENEDIKT TOUSSAINT
Seifer Weg 25
65232 Taunusstein
Telefon: 06128/71737
e-Mail: b_toussaint@web.de

Eingang Manuskripteingang: 29. August 2013